目　录

第一章 前 言

第一节 事件地层学的研究对象

事件地层学又称新灾变论，是地质学的一门新学科，专门研究地质历史上突然发生的灾变事件及其地层记录。地方性的风暴、浊流、洪水、地震和火山爆发，大到全球性的海平面升降、气候突变和古生物大规模群绝灭，都是事件地层学研究的对象。

灾变事件的主要特征是突然发生和具有非周期性，是与渐变性和旋回性的变化相对而言。灾变事件的能量巨大；风暴和浊流的能量比波浪和海流能量大几个数量级，超新星爆发的能量则可以等于整个星系发光的能量。

风暴事件的记录普遍见于各浅海地层剖面。因为风暴波基面比正常波基面深得多，所以风暴层常在浅海陆棚沉积中占主要地位。贝壳层和化石混带现象、浅海碎屑岩和碳酸盐岩的粒级分选层理，多数是由风暴造成的；砂岩席、海绿石层和脊椎动物骨屑层也与风暴有关，成为地层对比的标志层。风暴层可以指示古海水的深度。风暴岩的出现频率、碎屑粒度和层理特征，以及由近岸到深水的规律性变化则反映海盆地的相和古地理，有利于寻找石油和砂矿资源。

过去根据冰川和冰盖的研究认为第四纪只有4个冰期。但深海钻探的连续岩心和氧同位素测定发现，73万年来已有9个冷暖旋回。这一发现不但丰富了对新生代的古气候认识，还促使人们研究气候突发的阶跃变化和冰期与间冰期交替的原因。根据氧同位素比对比深海钻孔的岩心地层，并且与黄土剖面代表的干湿气候变化直接对比，则开创了氧同位素地层学和气候地层学方法。

古生物大规模绝灭现象，曾使古生物学者和达尔文主义的进化论者长期迷惑不解。突发的绝灭是生物进化的一个重要方面，使生物的分异度减小，分区性下降，大多数特化类群消失，构成了划分地质历史的一些代和纪的分界标志。二叠纪末绝灭的动物科数高达当时总科数的52%，还有人估计二叠纪末有96%的种死亡，这真是生物发展历史上的一场大灾难。白垩纪末绝灭的属数也占当时总属数的52%，绝灭的种数则占75%。除了古生代和中生代末的大规模绝灭之外，生物的大规模绝灭还见于寒武纪末、奥陶纪末和晚泥盆世等。这些绝灭事件无法用达尔文的渐变发生论和莱伊尔的现实主义原理来解释，促使地质学者和古生物学者综合运用古生物学、地层学、古地磁学、微量元素和碳氧同位素地球化学以及天文学等学科的知识和新技术方法加以说明，并且探索地外的突然事件，如太阳辐射的变化、地磁场倒转、超新星爆发、小行星和彗星冲击等对地球和生物界的影响。

事件地层学用人类直接经验之外的多种偶发性自然因素来解释地质学的重大疑迷，大大深化了对地球历史、生物进化和区域地质发展史的认识，有力地批驳了神创论和不可知论。这种新灾变论扩展了将今论古的现实主义原理的内容，成为新的均变论，避免了旧均变论的机械唯物论的局限性，而突出了质变、爆发和飞跃在地质历史和生物发展史中的地

位和作用。

第二节 事件地层学发展简史

一个半世纪以前，居维叶和布朗雅尔对巴黎盆地的研究得到了广泛赞扬。他们发现了白垩纪与第三纪界线上明显的生物变化，认为是灾变的结果。19世纪初的古生物学者大都赞成居维叶和他的学生d'Orbigny的观点，认为全世界动物界和植物界的发展史中有突然的变化，并以此作为划分地质时代和地层单位的依据。

莱伊尔的现实主义原理和均变论，从现代状况出发来认识地球的历史，认为地球当前的性质和状态都是代表地球“正常的”历史状况。他主张，地球历史上的变化只是地方性的变化，从整体上仍在人类的经验范围之内，而整个地球的状况保持不变。甚至当发现了更新世冰期以后，莱伊尔仍认为那只是暂时偏离了现实的状况。达尔文提出了生物进化论，主张物种是变化的，变异、遗传和自然选择是生物进化的主要原因。达尔文为了反对物种不变论和神创论的旧观念，甚至提出了自然界没有飞跃的命题，把地质学者和古生物学者所发现的大量间断和突变归因于地质记录的不完整性，企图否定突变的存在。

后来的地质学者和古生物学者普遍接受了莱伊尔和达尔文的均变论观点，但传统的地层划分和对比则一直沿着“灾变论者”d'Orbigny的方法和原则发展，因为化石记录一般都是不连续的。Hedberg领导的国际地层划分委员会经过长期努力，层型和界线层型的观点日渐深入人心。但现代的研究者都深切体会到，寻找地层连续、生物连续和所代表的时间连续的界线层型剖面是何等困难的任务。

19世纪末的地壳变动旋回论者有Suess，Chamberlin，Grabau和Stille等。Chamberlin把海平面升降运动与生物大规模绝灭联系起来。生物地层学者重新定义阶（Stage）时则以生物入侵和绝灭事件为根据。但他们未能超越均变论的思想体系。

魏格纳1915年提出了大陆漂移说，后来发展成板块学说，大陆和海洋的重新排列成为世界性偶发的灾变幕和地理气候巨大变化的依据，有可能成为生物大规模绝灭的原因。本世纪50年代以来，生物大规模绝灭现象成了热门的研究课题。各国学者提出了许多假说，探讨生物大规模绝灭的原因，如Moore（1954）的造山运动影响海陆面积变化说、Stokes（1960）的气温变化说、Newell（1963）的海平面变化说、Uffen（1963）的古地磁极性反转说、Cloud（1959）的有害金属元素毒化说、Beurlen（1965）的盐度变化说、Bretsky等（1970）的气候区变化说、Lipps（1970）的生物习性特化说、Valentine（1971）的食物营养说和Vogt（1972）的火山爆发说等。近年来更出现了Reid（1977）的太阳耀斑爆发说、Clark（1977）的超新星爆发说、Alvarez等（1980）的小行星撞击说和许靖华（1980）的彗星撞击说，用天外原因解释生物绝灭现象。尤其是小行星撞击说和彗星撞击说，引用了深海钻探的连续岩心资料，并且综合运用很多现代研究手段，大大加深了人们对生物绝灭和地球发展历史的认识。60年代以来，全球生物发展的间断性更得到了大量统计资料的证明（Newell，1967，Sepkosky，1982）。

我国学者对事件地层学的研究做出了很多工作。王鸿祯（1979、1980）多次总结地质构造和生物界发展的阶段性。杨遵仪、徐桂荣（1984）介绍了国外的生物大类群绝灭假说。许靖华、何起祥、孙枢等（1980、1982、1986）探讨了白垩纪末和前寒武纪末的大绝

灭现象。殷鸿福等(1984)分析了二叠纪末的生物群交替。张勤文(1984)、徐道一等(1985)和李子舜等（1986）研究我国前寒武系、二叠系和白垩系顶部界线地层并发现铱异常，为小行星和彗星撞击说提供了进一步的证据。

吴世迎等(1982）开创了氧同位素地层学研究，用以对比深海地层。刘东生等(1982)更将黄土剖面与深海钻探岩心直接对比，创立了气候地层学方法。

刘宝珺等（1980a、b）和陈源仁（1985）等介绍了国外风暴层研究动态，刘宝珺等（1986）和刘光华（1987）还研究了我国的碳酸盐岩风暴层。

综观我国事件地层学的研究尚在发展之中，对于风暴事件和气候阶跃事件的研究著作还很少。因此本书以较新资料全面介绍国内外事件地层学研究的观点方法和实例，供广大地质学和古生物学工作者、研究人员和院校师生参考，希望能起到抛砖引玉的作用。我国幅员辽阔，岩相多样，化石丰富，研究基础雄厚，在事件地层学研究的新领域中必能做出更大的贡献。

本书编写时得到本系和教研室领导支持鼓励，谨致谢忱。

第二章　风暴事件和风暴层

第一节　概　　述

一、风暴层的特征

1. 地方性事件沉积的种类

当代地质学家认识到，沉积岩形成和化石埋藏过程中时常发生各种激烈的突然事件。许多地方性的事件，如风暴、洪水、浊流、地震、陨石和火山爆发等，其沉积过程历时虽短，但能量常比正常沉积作用大几个数量级；这些事件的沉积物也常占地层柱的大部分，并具有独特的岩性、层序和生态，对地层对比、盆地分析和进化论的研究均有很大的作用和意义。

风暴事件是一种强烈的地方性事件，大飓风的风速可达200km/h，能量相当于400颗2,000t级的氢弹。风暴层几乎见于各个浅海地层剖面中

2. 风暴层的形成

风暴期间，气压下降和大风应力引起的风暴潮，可以在海岸带形成异常的高潮位，随后水位又剧烈下降。风暴时产生强烈的波浪扰动，向海返回的退潮流还可以将大陆架的近岸沉积物搬运到滨外，再沉积于海底上。

在陆缘海和浅海区，风生流和波生流的搬运和沉积作用往往超过潮流。一般的潮差不超过2—3m，最大潮流速度不超过30cm/s。而白令海陆架东南部，冬季风暴期的波浪作用最强，平行海岸的剩余流近表层速度可达50—70cm/s，飓风引起的风暴潮流则为1m/s左右，甚至足以造成海底冲刷。

风暴是形成古代陆棚层理的主要因素。在风暴最大时，浅海底受到波浪剥蚀，粗碎屑物和贝壳经漂选形成蚀余沉积，细砂、粉砂和泥则进入悬浮状态。风暴衰减时细砂和粉砂很快沉积，一部分渗入到蚀余沉积物上部的孔隙内，大部分则形成弱粒级分选层，具有水平层理和清晰的波痕层理。

Hobday和Reading(1972) 首先把风暴和正常气的概念用于古代沉积物研究。Ager 1973年提出风暴岩（tempestite）一词，代表由风暴流作用形成的特殊沉积物组合。

风暴期间的近岸波浪的作用和性质大大改变。正常天气的波浪多是低幅度长周期的涌浪，只能在较浅的水体中搬运中等数量的沉积物。风暴时高能量短周期的波浪，则可以使波基面变深并且搬运大量沉积物。这两者的沉积物的搬运方向也不同：天气好时波浪的底部波向岸流动，使碎屑物沉积在海滩上部，近岸环形流体系弱时海滩有扩大的趋势；风暴天气时波浪变陡，向岸的底部波能量减小，由其供给海滩的沉积物也随之减少，增强的离岸流则带走大量沉积物。海滩剖面的研究表明：好天气时海滩面扩大，风暴时海滩面缩小，此二者反复交替，称为海滩旋回。

大风暴还会将风成的砂丘脊推向陆地或局部破坏，障壁岛内的蚀积扇则推进到泻湖里。风暴的作用各处不同，局部发生大规模侵蚀和大规模堆积。

现代的墨西哥湾大陆架上，全新统底部的海浸砂和现代淤泥混合，结构逐渐变化。外来的现代陆架泥受风暴波浪和底栖生物的作用，改造成底部的海浸砂相，具有不规则纹理和大量斑点。临滨带的海浸砂分选良好，粒度向海的方向减小，成为单向粒度分布；由临滨带渐变到远岸带，沉积物的分选不佳，粒度向海或向岸方向减小，成为双向粒度分布，甚至不同层的沉积物粒度成多向分布风暴对沉积作用的主要影响，是由于风暴波浪对陆架沉积改造的深度，远大于好天气的波基面；风暴落潮流和风生流则增强了稳定的潮流和洋流。

风暴层容易保存，因好天气波浪能量较低，好天气风浪波基面的深度远小于风暴浪基面的深度。

3．风暴层特征

风暴流和浊流都是海洋环境的扰动事件（turbulence event），都形成非旋回性沉积，都可以与好天气沉积的稳定地层和周期性沉积的岩层相区别。风暴沉积和浊流沉积（turbidite）的共同点是：

1）具有特征的剥蚀构造和沉积构造，能显示事件中水体扰动的开始、顶峰和减弱。

2）使有机沉积物和无机沉积物重新分布。

3）改变底质硬度、食物组成和底栖生态环境。

4）密度流的流态逐渐减低，形成向上变细的层序。

但风暴流兼有波浪和退潮流的流水作用，浊流则只有低密度流的流动作用。二者的区别是：

1）风暴岩的粒级分选层厚度不稳定或成透镜状，粒级分选层与平行层理的层段之间粒度突变；浊积岩的粒级分选层厚度稳定，延伸远，粒度渐变。

2）风暴岩具有由波浪和流动作用共同形成的层理，如丘状交错层理、浪成砂纹层理和浪成上叠砂纹层理等；浊积岩则只有由水流形成的层理。

3）风暴岩底面的槽模铸型较少，有侵蚀充填构造的沟槽模铸，其内工具痕的方向不同甚至相反；浊积岩的底面印模构造主要是槽模和各种单向工具痕，成雁行状排列。

4）风暴岩具有特殊的渗滤组构和逃逸钻穴。

5）风暴岩主要出现于正常波基面之下的陆棚环境；浊积岩则主要见于深水环境。

4．风暴的剥蚀作用和底质

均一底质的压实程度常向下方递增，剥蚀作用的强度增加时将达到固结程度越来越高的层。只有最后一次剥蚀作用的底界才能保存下来。

风暴作用减弱期形成粒级分选层。均匀沉积物的层理形态随水流能量递减和碎屑搬运方式而异。但风暴作用的沉积物多数不均匀，不同大小、形状和比重的颗粒沉降速度也不同，就形成粒级分选层。碎屑的性状（如粒度和比重等）成多峰态分布时，沉积层常有间断。

风暴沉积作用最接近剥蚀与沉积二者对应的理想沉积旋回。风暴扰动以波浪为主，位置比较固定，沉积物的横向搬运较弱。风暴层的底质常包含以前事件的沉积记录，剥蚀作用的性质也随之变化。松散的砂质沉积物的性质一般很难由剥蚀作用的记录来推测，砂层

中的贝壳层或砾石层则阻碍剥蚀作用。泥质沉积物保存以前事件的记录较多，原先的剥蚀面在风暴事件的间歇期被沉积物进一步压紧。碳酸盐质淤泥保存的事件记录常变得最坚固，早期成岩作用首先胶结埋在砂屑灰岩或贝壳沉积之下的淤泥层受剥蚀的表面。这些淤泥层的表面经历多次埋藏和再剥蚀后，变成越来越坚固的基准面（reference horizone)。埋藏一再剥蚀事件和坚硬底质（hard ground）的形成，常与浅海风暴沉积中的压实层（condensation horizone）有关，一般在海退期较多。压实层虽可出现各种扰动事件，但浊流和洪水的横向搬运较强，其压实作用都不如风暴层明显。

浅海的原生沉积物大多是暂时停积的，下次风暴可以将其再搅起来，继续向下带向盆地中心。沉积岩是由多次剥蚀和沉积事件形成的最终结果。只有最强的风暴事件才能保存记录；较弱事件的痕迹则多被强风暴事件所消除。海相地层中的事件压实程度和自生矿物是重要的相标志，能在横向上区分近源带（proximal zone）或远源带（distal zone），并在垂直剖面上区分海底下降和沉积作用较迅速或较缓慢的层段。

在理想情况下，风暴扰动发展过程中的剥蚀期和衰减过程中的沉积期是对应的（图2-1)。

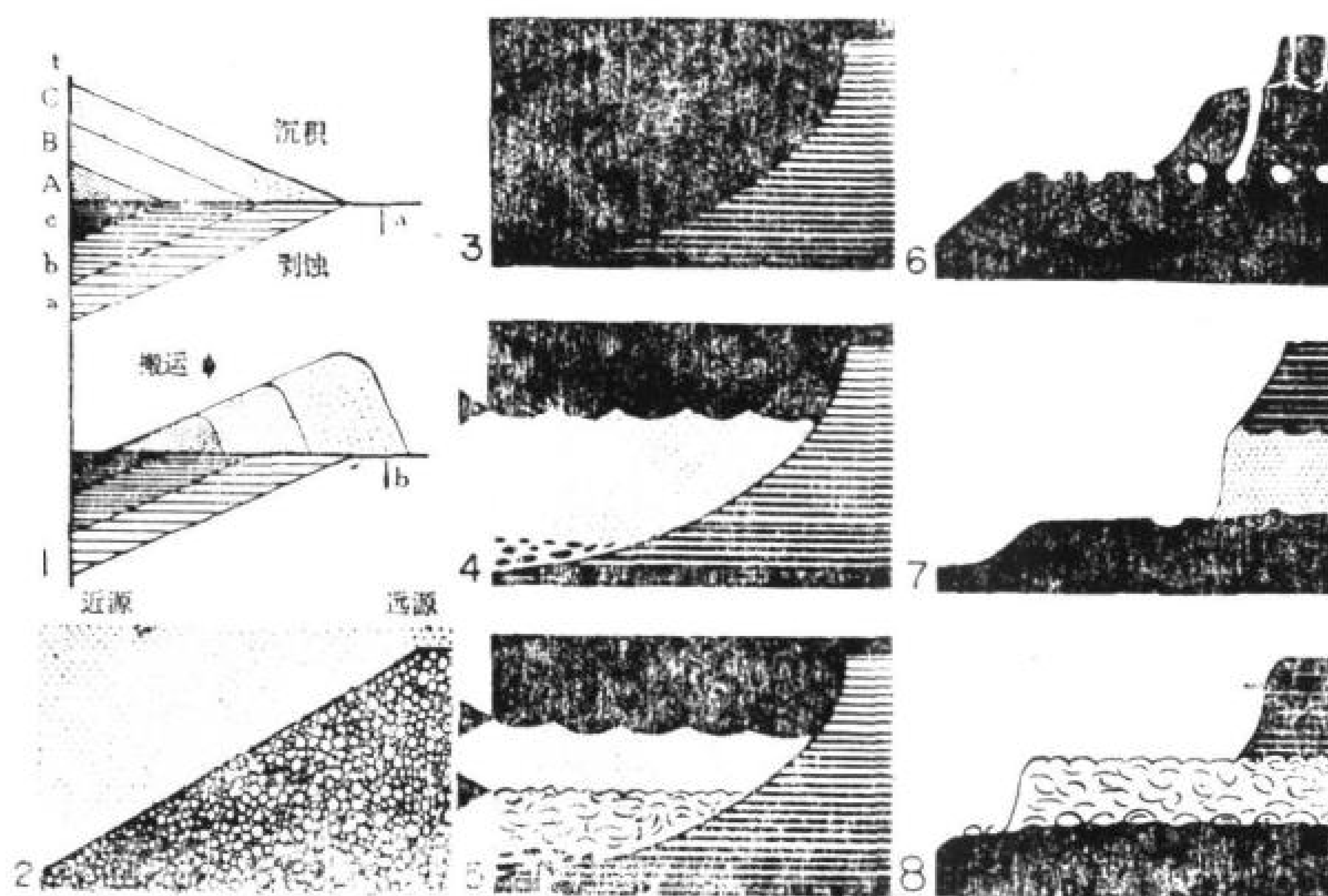


图 2-1 风暴事件剥蚀和沉积作用的近源梯度示意图

1—剥蚀和沉积作用的对应性：1a—对应，1b—不对应；2—均匀底质；3～5—压实程度向下递增的底质的剥蚀和沉积作用：3—单成分为主的混合物沉积物，4—二种成分为主的砂泥混合沉积物，5—三种成分为主的贝壳、砂、泥混合沉积物；6～8—底质记录风暴以前的事件：6—生物扰动层，7—砂质风暴层，8—贝壳质风暴层（据Seilacher，1982)

图2-1中1a表示在理想情况下，剥蚀平面a—c和沉积平面A—C应当与扰动事件的近源程度相对应。但风暴期间水体向岸聚集或沿斜坡向下的重力流常搬运沉积物，使远源带经弱剥蚀后沉积大量沉积物，或近源带强烈剥蚀成的硬底质上没有沉积盖层（图2-1，1b)。浊流和洪积作用的最大扰动峰在事件过程中横向移动，各地的剥蚀强度和沉积作用很少对应。

图2-1中的7图表示沉积物沿垂直方向和水平方向的变化（垂直比例尺显著夸大)，水体能量由左到右递减。只有均一底质的剥蚀强度才与水体能量成正比（图2-1，2)。底质不均

匀则产生不均匀的剥蚀：底质下部的压实程度逐渐增加时，较深部位的剥蚀逐渐减少（图2-1的3—5）。图2-1中的6—7表示剥蚀作用沿底质的层理面进行，在很大范围内暴露层理面。对于沉积作用，只有事件沉积物均匀时沉积作用才会连续。事件前经过分选的沉积物，颗粒大小成多峰态分布，造成黑箭头处沉积记录间断（图2-1，4、5）。风暴间歇期海底暴露的表面可能受水动力作用改造，如贝壳定向改变和波痕的改造，或者受生物作用改造形成遗迹化石等。

5．冲刷事件和充填事件

（1）**概况** 风暴的冲刷作用和充填作用常间隔较长时间。这个间隔对古生物学研究是重要的：生物群落可以占居冲刷后的表面，冲刷的沟穴还可以形成化石陷井（fossil traps），有利于化石保存。砂层冲刷构造中的砂质充填和泥质充填，都是陆棚特有的构造。因此研究冲刷事件和充填事件对古生物学和沉积学意义都具有重要意义。

过去认为冲刷构造形成后很快就被充填了，泥质充填常紧跟着冲刷事件。但冲刷面上有生物居群时，充填事件之前常有一段间隔时间；泥砂互层的充填物则很可能在一段时间内形成。

下面所讨论的冲刷构造有显著的高差，主要出现在陆源泥质、粉砂质和砂质沉积物中，平坦面的横向延伸一般不超过几米。

（2）沉积作用的分离

1）泥质充填的冲刷构造 广见于浅海相地层中的未受成岩作用和风化作用加强之处，这种构造常被忽视。典型的泥质充填的冲刷构造是细砂岩层中剥蚀成的一个沟槽或小沟（图2-2，4，5）。

英国德文郡下中泥盆统和南威尔士上志留统，泥质充填冲刷构造的形状变化类似于砂质充填构造，以沟槽形为主，单独或成组平行排列。平行的泥质充填沟槽切入细砂岩，常被风化成为裸露砂脊，以前被当做暴露于水面以上的证据，现在则认为是水下冲刷和充填形成的（如Bloos，1976；Goldring and Langenstrassen，1979）。有些冲刷构造的泥质充填继砂质充填之后（图2-2，2），或者以球粒充填为主。

还常见到不太规则的较大冲蚀沟内有泥质充填，泥质充填物风化后留下圆浅凹地冲刷构造。前者的边缘下切深，成为窄冲沟，高差显著；后者的边缘则受到冲刷，进一步剥蚀后只有砂层保存在泥质充填物之下。从沟槽—成组平行沟槽—合并沟槽—圆浅凹地冲刷—剥蚀残迹，似乎形成一个发展系列。泥质充填常与粒级分选的砂岩席、很轻微的平截和蚀去泥壳伴生。砂质底质常有生物集群。

准同期剥蚀作用所暴露的沉积物常有很大内聚力，使粉砂级的粒级分选沉积物悬空（图2-3，4），形成尖锐的爪状构造。另一个例子是法国诺曼底半岛基莫利阶下部的粉砂层：砂泥质界面处在泥质盖层之下形成的*Gyrochorte*，当泥质盖层剥蚀到粘性盖层之后，可被*Glossifungites*切穿（图2-3，1）。在砂泥质互层沉积中，泥质常比砂层容易被剥蚀（图2-3，3），至多稍比砂层坚固。但现代河流和潮间带的沉积层受准同期剥蚀时，泥质夹层易于成片碎落成泥质砾石。

2）砂质充填的沉积构造 充填作用常与剥蚀作用同期，有些砂质充填的沉积构造强烈下切或成阶梯状边缘。砂质充填沉积构造常沿垂直向重复出现，形成冲沟套冲沟（scour-in-scour）。这是因为沟槽可以局部充填，成为以后事件涡流的开始；并且充填物比沉积

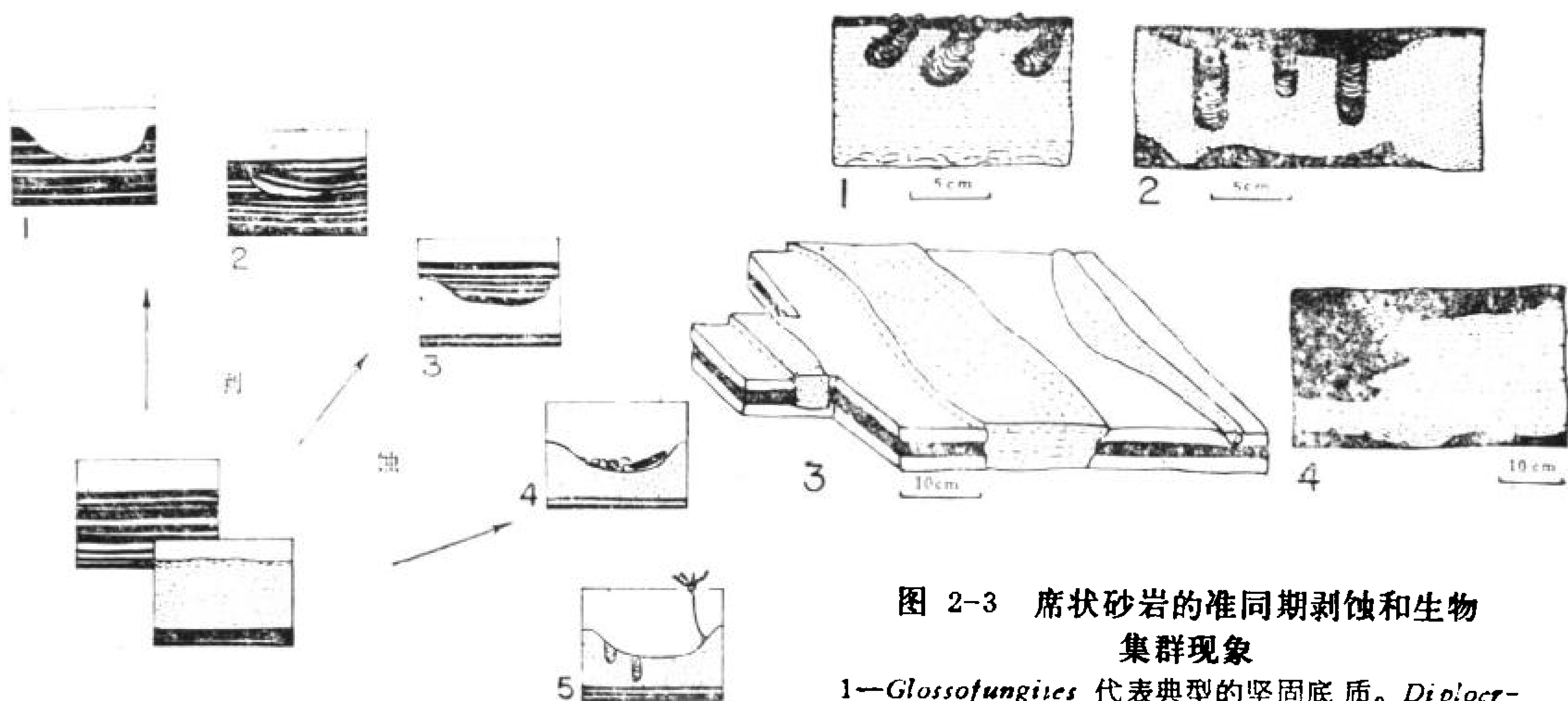
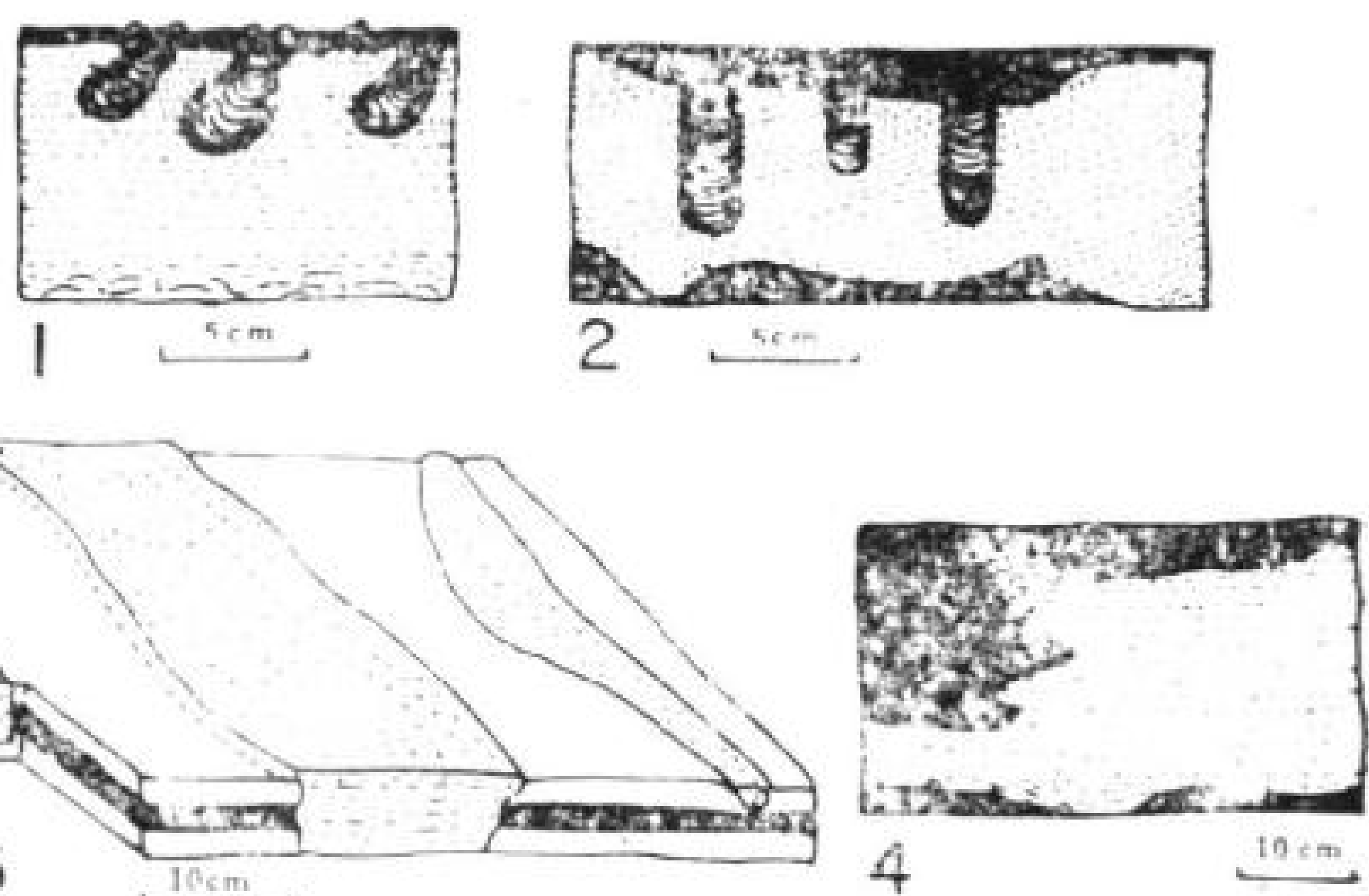



图 2-2　主要沟槽类型的形成过程

1～2—立即充填：1—典型的沟槽和铸型，2—局部砂质充填的饥饿沟槽；3～5—滞后充填和事件分隔：3—夹层充填，4—化石陷井，5—生物扰动群集

（据Goldring and Aigner, 1984）

图 2-3　席状砂岩的准同期剥蚀和生物集群现象

1—*Glossofungites* 代表典型的坚固底质。*Diplocraterion*切穿尚未固结的沉积物中所形成的 *Gyrochorte*。层状砂岩底部有贝壳质蚀余堆积。法国诺曼底，下基莫利阶；2—席状砂岩冲蚀的顶部，具有*Diplocraterion*钻穴和粉砂质页岩盖层。砂岩具有低角度交错层，底部有沟槽铸型。秘鲁，第三系；3—粗粉砂质充填的沟槽，切入粉砂岩（白色）夹页岩（黑色）层；4—水平层理细砂岩中下切的冲刷构造和所充填的页岩。细砂岩下方有底部痕迹。英国德文郡，下泥盆统马特夫特层

（据Goldring and Aigner, 1982）

层松。

冲刷与充填如果是不同的事件，就不能用充填沉积物的构造判断冲刷水流的方向。如德国三叠系贝壳灰岩中的沟槽铸型内的叠瓦状构造，其所指示的古水流方向和相邻的爬升波痕所指示的方向相反；挪威下志留统砂质沟槽铸型，与该层顶部波痕的前积层所确定的搬运方向成0°—90°角。如果冲刷与充填的事件不连续，二者水流的来源和方向就可能不同。但在许多很厚的地层中，不同类型的沟槽铸型常有主要定向：方向与粗粒沉积物指示的水流方向一致。

泥质和砂质充填的不同冲刷构造，以及冲刷事件和充填事件的间隔时间较长的构造，是成岩期陆棚沉积的典型构造，尤其是滨前—滨外相。浊流相沉积中的泥质充填构造不普遍。

（3）古生物意义　区分冲刷和充填事件对古生物研究有两个作用。首先是冲刷出的底质可供表生动物聚居，生物在底质上移动、钻穴和穿透底质。粒级分选层受生物扰动时，此前已有的顶部扰动常很明显（图2-3,2）。冲刷的凹处有利于化石保存，免受剥蚀（图 2-2，4），如西德南部下侏罗统的一个洞穴和泥质充填的冲蚀坑保存海胆。南威尔士上志留统的黑鸡层，粗粉砂岩席和页岩的地层与薄粉砂岩互层。东西向的卵形剥蚀坑（3.0×1.2×0.08m）切入钙质粗粉砂岩，局部泥质充填，1979年发现坑中三个关节相连的*Craniops* sp.，一个近完整的海百合、许多成对的*Pteronitella* sp. 壳瓣、分离的 *Ferganella nucula*壳瓣和环节动物虫管等，与同期席状粉砂岩的破碎贝壳堆积恰成对照。前

者更好地代表了原生动物群落。

总之冲刷作用与充填作用有时间间隔的沟槽在陆棚相地层中普遍而典型，说明冲刷事件达到了已受到压实和成岩作用的层位，并且改变了化石保存状况。

6. 风暴层远端的多向古水流特征

（1）砂岩席 远岸陆棚区的风暴波基面达到深水，风暴沉积层难于和浊流沉积层区别。Gray和Benton（1982）提出，多向古水流（multidirectional paleocurrents）是识别风暴底流的重要标志。这里风暴浪涌潮落引起的底流占主要地位，影响悬浮物沉降，最后成为密度流进入远岸陆棚区。

英格兰西部下志留统的胡夫雷页岩，为泥岩和薄层砂岩互层，虽具有浊积层的面貌，但显示了风暴作用。席状砂岩厚1—20cm，横向稳定，底表有工具痕，中部有未磨蚀的化石，顶部有*Palaeophycus*、*Chondrites*和*Diplocraterion*等生物扰动和三叶虫迹。此砂岩席的主体为粒径0.02—0.1mm的层状砂和粉砂，并具水平层理，交错层理和爬升波痕，其中多层有剥蚀和充填的交错层及压扁的粉砂岩披盖，而无明显波痕。

（2）多向古水流 采集了两块定向石板，面积各约1m²。根据单向生物成因的工具痕（针管痕和沟痕）的最深部位测定其古水流方向，分别以20°间距绘成玫瑰图。其中A石板的工具痕混乱交切，没有主水流方向；B石板的工具痕显示两个主要方向，南南西和南西西，二者的频率相近，均与斜坡浊流不同。

兰多维里期末的古海岸线约在研究区以东150km，陆棚边缘在西面40km。胡夫雷页岩层的砂岩席虽貌似浊积岩，但有许多风暴沉积的证据：

1）处于陆棚环境，有本地的底栖生物。

2）工具痕成多向分布，代表多向古水流。

3）砂岩内有贝壳层和粗砂层，岩层底面和上方有风暴浪涌流的爬升交错层理。

4）砂和粉砂的分选良好，反映其上的水体中有悬浮荷载。

5）砂层向上突然过渡为背景泥质沉积。

7. 风暴事件的生态序列

我们的生活经验往往夸大了风暴灾害的直接破坏，但风暴事件的后延效应对地质和生态的影响更大。

风暴的剥蚀作用常广泛干扰浅海底栖和浮游生物群落，把尸体搬到海滩环境或混入上覆的事件层。风暴扰动的范围有限，邻区未受影响的生物群落必定会迁回风暴区，但事件后群落的性质和种的构成常与原生群落不同，如近源风暴区受剥蚀的海底裸露，或在砂质、贝壳或卵石等沉积之后，不再继续沉积泥质。风暴后较坚硬或较粗的底质上重新栖居的动物群，必定不同于当地原生的动物群（如牡蛎、腕足类、棘皮动物、叠层石或者舌形菌迹的坚固底质钻穴动物组合）。稳定底质和坚硬底质的群落，以及附生动物群落或原地贝壳灰岩，都可以做为例证。

事件的压实作用常常形成“假群落系列”，反映底质在以后的一系列事件中变成熟（图2-4），而不是生物之间的相互依存和生态序列。这些事件之间被埋葬或重新活动的间歇所分隔。此图若在箭头处加上一些无直接证据的事件就好理解了。

即使事件沉积物表面仍为泥质，粒度和原来的泥底质一致，事件后的群落也常与原先的群落不同。这种区别在浊流形成的复理石相中最明显。扰动前的原生钻穴常保存为该底

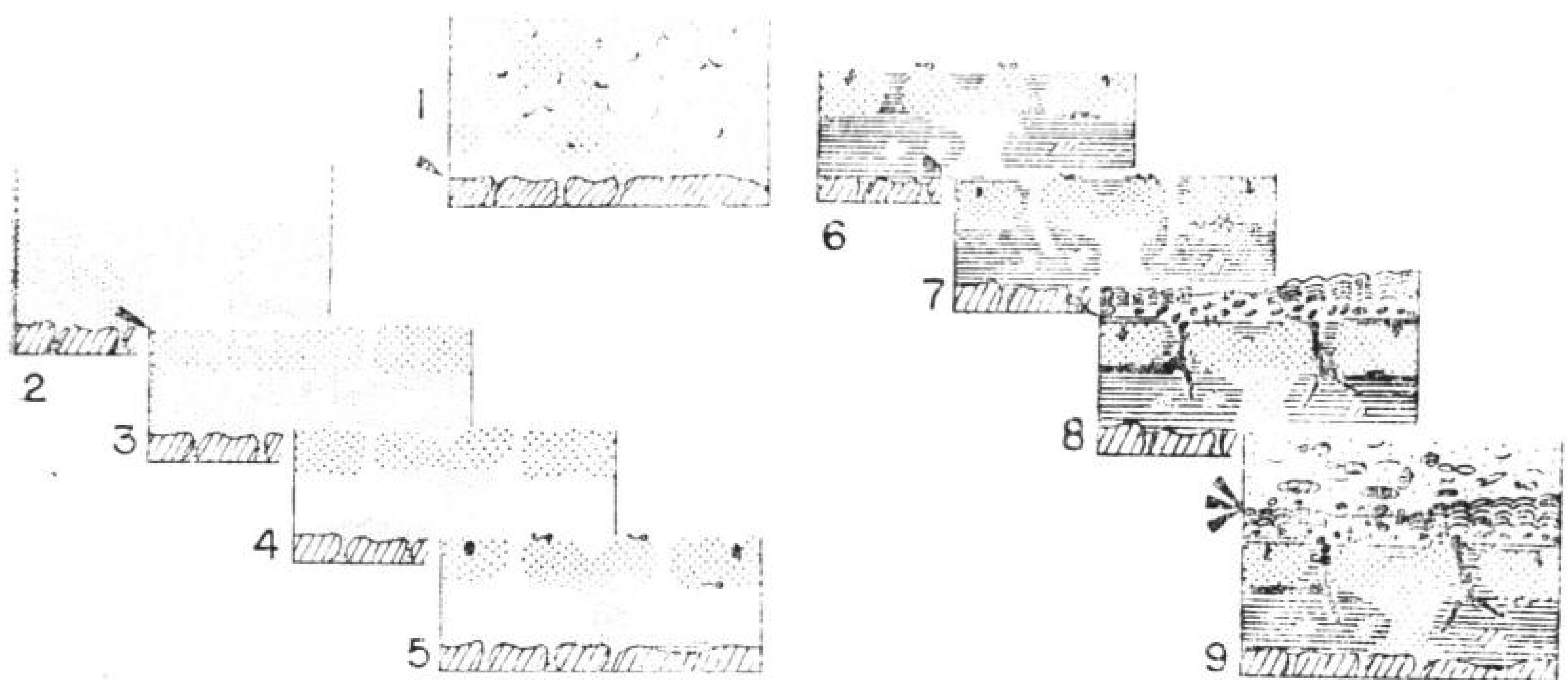


图 2-4 中侏罗统一个剖面的复杂历史

1—玛丽埃尔沉积顶层软底质内，食淤泥生物的连续扰动迹；2—剥蚀后的坚固底质被第一代 Thalassinoides 钻穴；3—上述层位被埋葬，变成坚硬底质后重新钻穴；4—在坚硬表层之下，沿原先的钻穴冲刷出一些空穴；5—结壳生物和钻穴生物栖居于石质底表；6—空穴被泥质充填；7—底质重新活动后，压实的充填物被第二代 Thalassinoides钻穴；8—底质经过多次活动后，被残留的似核形石覆盖，叠层石在底质表面结壳；9—底质被多次重新埋葬，上面覆盖鲕粒和来自不同层位的按大小分选的化石

（据Fürsich，1971）

面上的模铸，有利于扰动后的单相生物群落掘到不同层位的钻穴。这主要反映了食物供应的变化：扰动前的原生动物群落，依靠透光带内不断下落的生物分解产物生活；但扰动后当地再沉积（或事件），从陆棚区搬运来的食物碎屑则集中在粒级分选层理的事件沉积顶部。因而事件后的群落分子的组合较为偶然，居群密度虽高，但种的分异度较低并且逐渐改变。此外扰动后的群落以直接食淤泥的生物占优势，扰动前的钻穴密度较小但很规则。

风暴和洪积事件前后的淤泥钻穴也有区别，但特征较不明显。根据事件前后钻穴的区别，或者不同粒度交界处，钻穴群落的层位，可以确定事件沉积层的顶面。

8．风暴事件的埋藏顺序

灾变事件直接造成死亡的生物只有一小部分成为化石。但原地埋藏的腕足动物群落可在浅海砂岩层底部几厘米内成生活、保存，未经剥蚀或搬运。著名的索林霍芬石印灰岩中，事件带来的节肢动物保存在它们最后足迹的末端。

较活泼的动物被掩埋时，能钻过窒息性的沉积物，向上掘出通道，留下逃逸迹(escapementtrack)。实验中当掩埋物的厚度超过30cm时，或者沉积物很细时动物就不易逃跑了。完整的棘皮动物化石也常见于事件沉积层顶部，可能因细淤泥阻塞了棘皮动物的步带系统，造成死亡。

事件沉积的实体化石多数受到次生变化。贝壳灰岩的原生实体化石的出现频率，可能比原来生长在淤泥中的化石更能反映表栖和内栖动物群的本来面目，因为早期成岩作用常首先溶解淤泥中的文石质贝壳。

“自生沉积作用（cannibalistic）”形成的风暴岩经多次再沉积后，贝壳灰岩的动物群构成也将变化。文石质贝壳埋藏时受后生作用变脆，首先消失，但每次风暴过程中都有新的贝壳加入。其次溶解的是方解石质壳。然后是高镁方解石质的棘皮动物，很快变成坚固的方解石，最后成为硬化的方解石。最耐腐蚀的是磷灰石质的骨骼，尤其是牙齿，埋藏

在富磷的沉积物中一般可以增加其耐蚀性。骨屑层（bone bed）中的软粪粒受磷灰石化而变硬，经过反复埋藏和再沉积后破碎，成为广见的碎屑。

多种贝壳成分的贝壳灰岩一方解石质贝壳层一海百合石灰岩一骨屑层，构成一个分选沉积系列，成熟度提高，其地层分布则反映盆地内自生沉积和海退的程度。骨屑层富集于海浸一海退旋回的末期，或者下一旋回重新沉积的开始。

但还应指出一些特殊情况：

1）每个事件过程中都有新的贝壳加入，事件沉积物可能总含有少量保存完好的脆弱化石。

2）有些贝壳层中的"鬼影菊石❶（ghost ammonites）"与共生的较新菊石保存得同样完好。"鬼影菊石"与下伏的多期硬底质和结壳的关系密切，并且不同时代的菊石在聚集层中按大小排列，是反复搬运的可靠证据。原地沉积的文石质软泥或鲕粒，保护贝壳免受成岩作用的破坏；风暴的再沉积则很罕见而且短促，不能强烈地磨损化石。

3）在一个岩层的复杂沉积过程中，生态状况可以剧烈改变。起初的风暴沉积可能只含有重新搬运的软泥底质动物群的贝壳，其后暴露海底表面的则可能是栖居于稳定底质的群落，最终则为坚硬底质群落。各个群落的骨骼残骸和水流运来的异地贝壳，都会加入最终形成的贝壳层里。

4）早期成岩的胶结作用，易于在剥蚀掉的淤泥质表面之下进行。压力影结核（pressure shadow concretion）可以形成于充满泥质的壳里，大大加固贝壳，使其在再沉积时不易破碎。压力影结核和正常结核可以成为再沉积的成岩碎屑（diaclast）。多次生长的"间断结核（hiatus concretion）"、固着生物的结壳和钻孔，可以指示各碎屑的复杂形成历程。

二、研究风暴层的意义

1. 古环境意义

（1）风暴岩的发生 非旋回的风暴沉积和浊流沉积广泛发生于浅海和深海，图2-5对比这两种事件沉积的简化模型。风暴岩发生于正常波基面与风暴波基面之间，但也常出

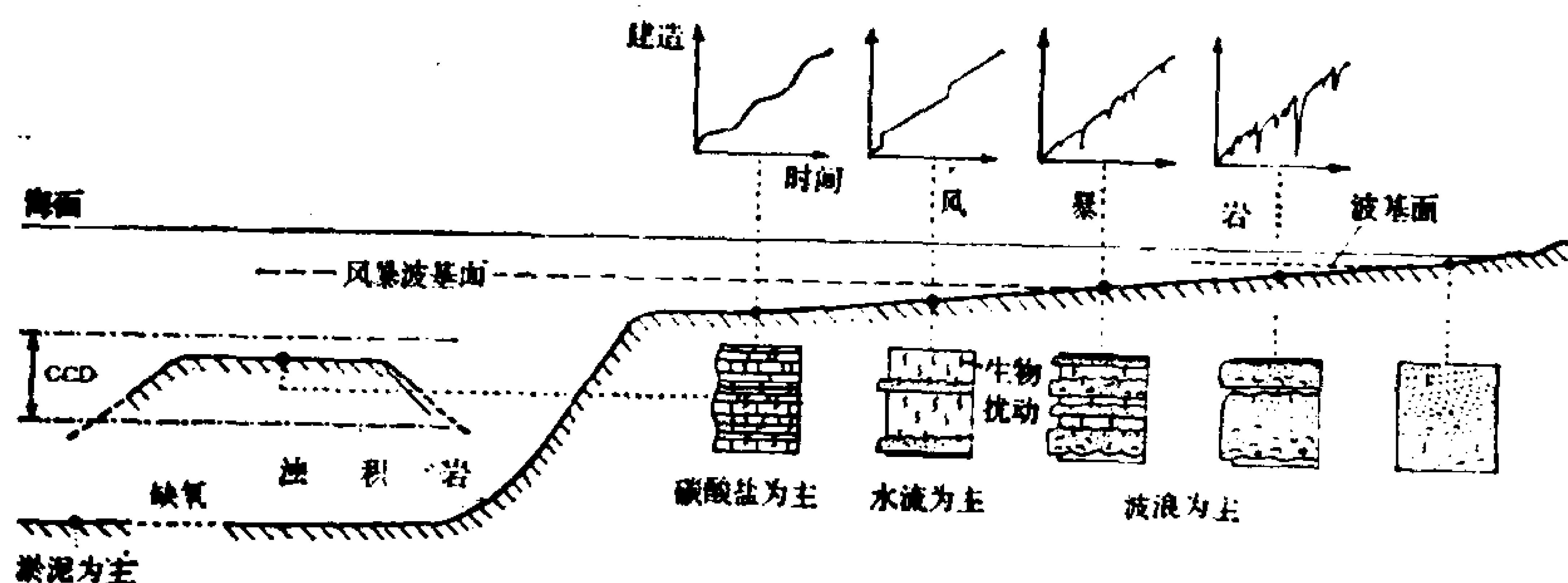


图 2-5 海洋中风暴和浊流的事件沉积

图中由近源到远源风暴岩的事件数目减少，层的合并现象也减少，生物扰动则保存较多。近源和远源风暴岩的层数都比较少

（据Einsele和Seilacher，1982）

● 不同时代的菊石混杂出现在同一层中。

现在浅水的台地上。正常海流和潮汐底流对于沉积物分布和再沉积的作用很小。

大风暴比较少见，所以风暴事件的记录由浅海到深海相应减少。近源的风暴作用常发生剥蚀，使沉积物表面降低；远源风暴则多以沉积作用为主。因此较深水体中的旧风暴层物质，较少经过再沉积和汇入新的风暴沉积物（合并效应）。远源区的风暴事件比较少，其底栖动物群扰动最后一次风暴沉积物的时间比较长。风暴产生的悬浮物常达到正常波基面以下，但只有最大的风暴才能把较粗的物质带到风暴波基面以下，与近端和远端浊流沉积类似。近源风暴层比较薄，层数较少；远源风暴层比较厚，常发生合并现象。这二者之间常出现多层普通的风暴层，后者比近源风暴层薄，以波浪作用为主，受中等程度的生物扰动。近源风暴层受频繁的再沉积作用逐渐变成熟，成为粗粒的蚀余堆积或凝聚沉积层，其中富集耐磨损和化学侵蚀的颗粒，如硅质碎屑、贝壳碎片、骨骼和牙齿等，有时含有火成岩碎屑和融冰带来的滴石。

现代海洋的浊流沉积主要见于深海沉积扇（deep sea fan），还有大陆坡下部、冲积扇上部和外侧以及冲积扇谷内外等，但也见于浅海。浊积物的成分由粗粒砂层到细粒泥质。

（2）海水深度变化对风暴层的影响

1）平均沉积速度小于海底沉降速度时，海水变深，单个风暴层的厚度和颗粒直径沿剖面向上减小，相带发生向海岸线的移动。

2）如平均沉积速度大于海底沉降速度，受风暴影响的水深不变，则多余的较细沉积物将被波浪冲到较深的水体，坚硬和耐侵蚀的物质富集于风暴波基面以上地带，风暴岩形成向上变粗的层序，并变成熟成为蚀余堆积。

（3）陆棚沉积和古地形 稳定海洋边缘的沉积物楔状体，最终将发展成接近最大风暴波基面的均衡表面。在海岸和碳酸盐建隆（build up）附近，沉积物形成的速度和强度，可超过罕见的风暴的剥蚀作用。海盆其它部位的事件最终则会把多余的沉积物都簸扬到沉积和剥蚀作用的均衡面附近，细碎屑则在陆棚的边缘向大洋盆地推进。

这个盆地模式也适用于陆表海和湖泊，但其深度比较浅，风暴波浪作用的深度也比较小。

按照上述模式，海平面相对下降表现为较粗的耐风化沉积物在陆棚表面集中；海平面相对上升，则有利于在陆棚表面堆积较细粒的碎屑。

海面迅速上升时，原先的陆棚表面可能不再受风暴作用，而在较高的水平面形成新陆棚的阶地。

风暴层形成的深度一般比浊积岩浅。所以如浊积岩位于风暴岩之上，则表明其为海侵层序；反之，如浊积岩位于风暴层之下，则为海退层序。

（4）盆地分析 风暴沉积本身或经过统计分析后，可以分析海盆的深度——风暴越大其作用深度也越大。根据两个标志层之间的风暴沉积层数，可以了解海盆的深度和轮廓。

近源性风暴层形成于海水较浅的陆棚区，其岩层较厚、颗粒较粗、粒级层段常以生物碎屑灰岩或粗砂屑灰岩为主，贝壳层则主要含腕足类和双壳类，底部侵蚀充填构造发育并有浅的水道沉积；远源性风暴层则形成于海水较深的陆棚区，岩层较薄，以细粒为主，底界明显，侵蚀构造不发育。由此也可以估计海水的相对深度。

2. 地层学和古生物学意义

（1）高精度地层对比 风暴事件只能延续若干天。用风暴层作为地层对比标志，要比单纯依靠标准化石和化石带对比地层提高精度千百倍。在不相连的露头上用风暴层对比地层，关键是能否运用沉积旋回、生态或地球化学特征等来鉴别各个风暴层，确定由同一次风暴所形成的风暴层。

事件地层还可能是地震地层学研究中追索物理性质截然不同的岩层的基础。

（2）群落演化研究 扰动后的海底状况比较均一，使事件后的特殊底栖动物群落得以扩张。在随后的集群过程中，群落的构造应当很特殊。如果种的分异度有限，还可能发生偶然的或进化的取代现象。因此风暴事件提供了研究群落演化过程和原因的有利条件，成为自然的实验室。

（3）种的演化研究 在渐变演化与间断平衡（punctuational equilibrium）模式的争论中，风暴层也可以提供重要证据。稳定底质和坚硬底质的栖居者在风暴剥蚀事件后应迅速繁衍；风暴间歇期则有利于软泥底质的隐生动物群发展。西德南部三叠纪贝壳层中的小穿孔贝层、埃及始新世的牡蛎层和卡罗利亚层等风暴层中，不同层位的贝壳灰岩中贝壳的形状、大小和习性都有很大的变化，而且不成直线变化。反之，原生动物群的种则变化不明显。

第二节 砂质风暴层

一、砂质风暴层的特征

砂质风暴层的物质成分以砂为主，能保存沉积成因和生物成因的各种构造。砂质风暴层与洪积岩和浊积岩的区别示于图2-6和表2-1。

1. 沉积构造

（1）区别因素 扰动岩的特征是颗粒大小、剥蚀和沉积构造都呈递变现象，可以见于各种事件沉积物；迅速沉积的砂则有与脱水有关的构造。区别在于风暴沉积以波浪作用为主，洪积和浊积则以流水为主，结构构造和层理都有所不同。

风暴岩颗粒大小的分布，取决于背景期的河流和浅海环境下沉积物的预分选。但浊流和洪积作用经过反复搬运和再沉积之后，较浅水沉积物原先受到的分选多被消除，颗粒的分选性变差。

（2）单独模痕

1）冲去泥穴（washed out mud burrow）：在浊流沉积的底面普遍，独具*Paleodictyon*和其它“graphoglyptids类”的小型纤细穴道系统，边缘清晰，受强烈冲刷，反映快速的密度流前方的“冲击剥蚀（shock erosion）”，其后方紧靠着远源风暴砂岩沉积区。

浅海区的事件剥蚀较为和缓，一开始就有些脱曳流性质。故风暴层和洪积层底部的冲击泥穴不很完整，大型甲壳类*Thalassinoides*掘穴的次生模铸仅可勉强辨认，代表较密实底质上形成的较深的生物扰动（图2-7）。

2）工具痕：见于各种砂质事件沉积中。在以流水为主的浊积和洪积砂岩中定向排列；在风暴沉积中则不定向或指向相反的两个方向。

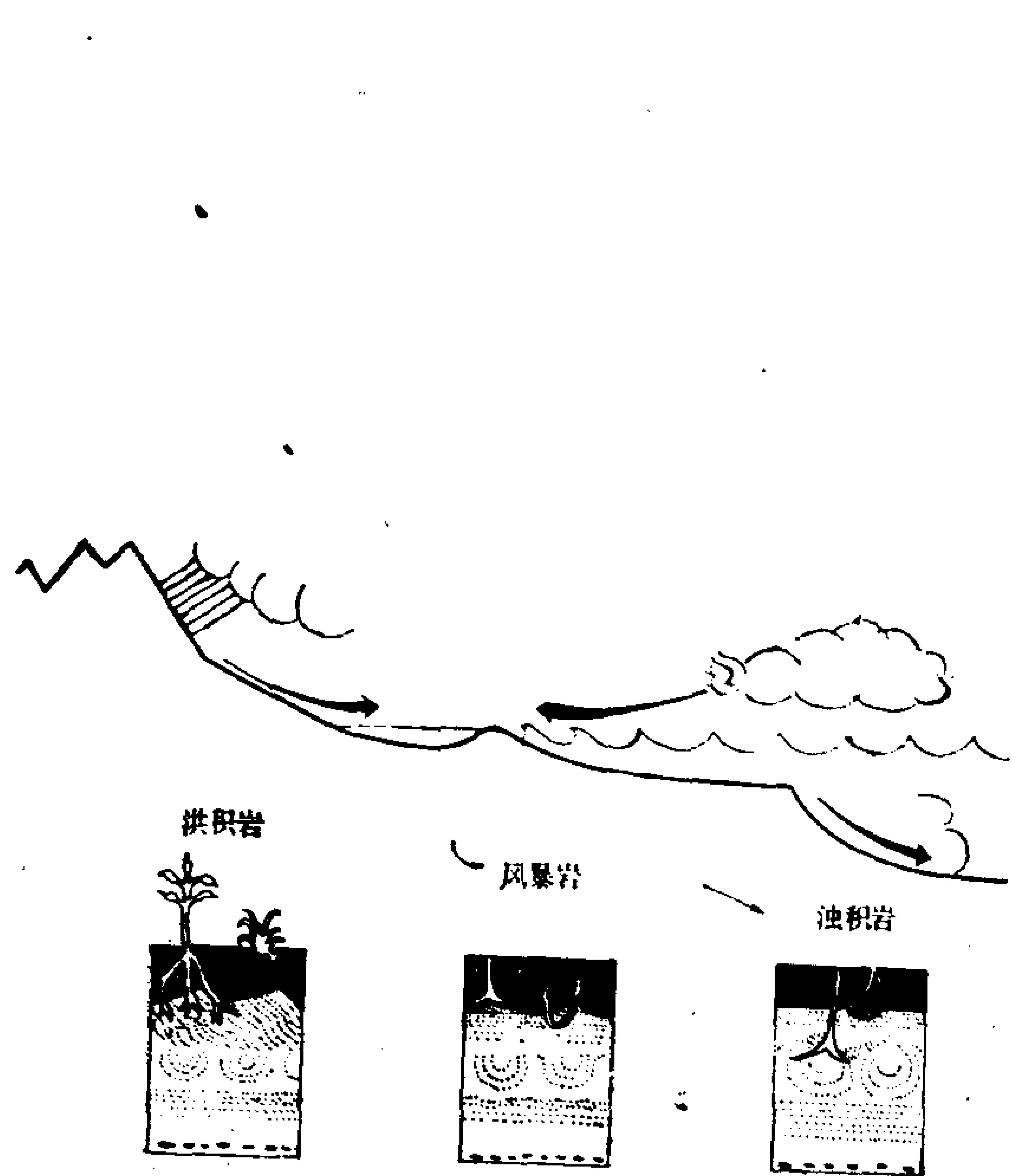


图 2-6　砂质洪积岩、风暴岩和浊积岩的比较
（据Seilacher，1982）

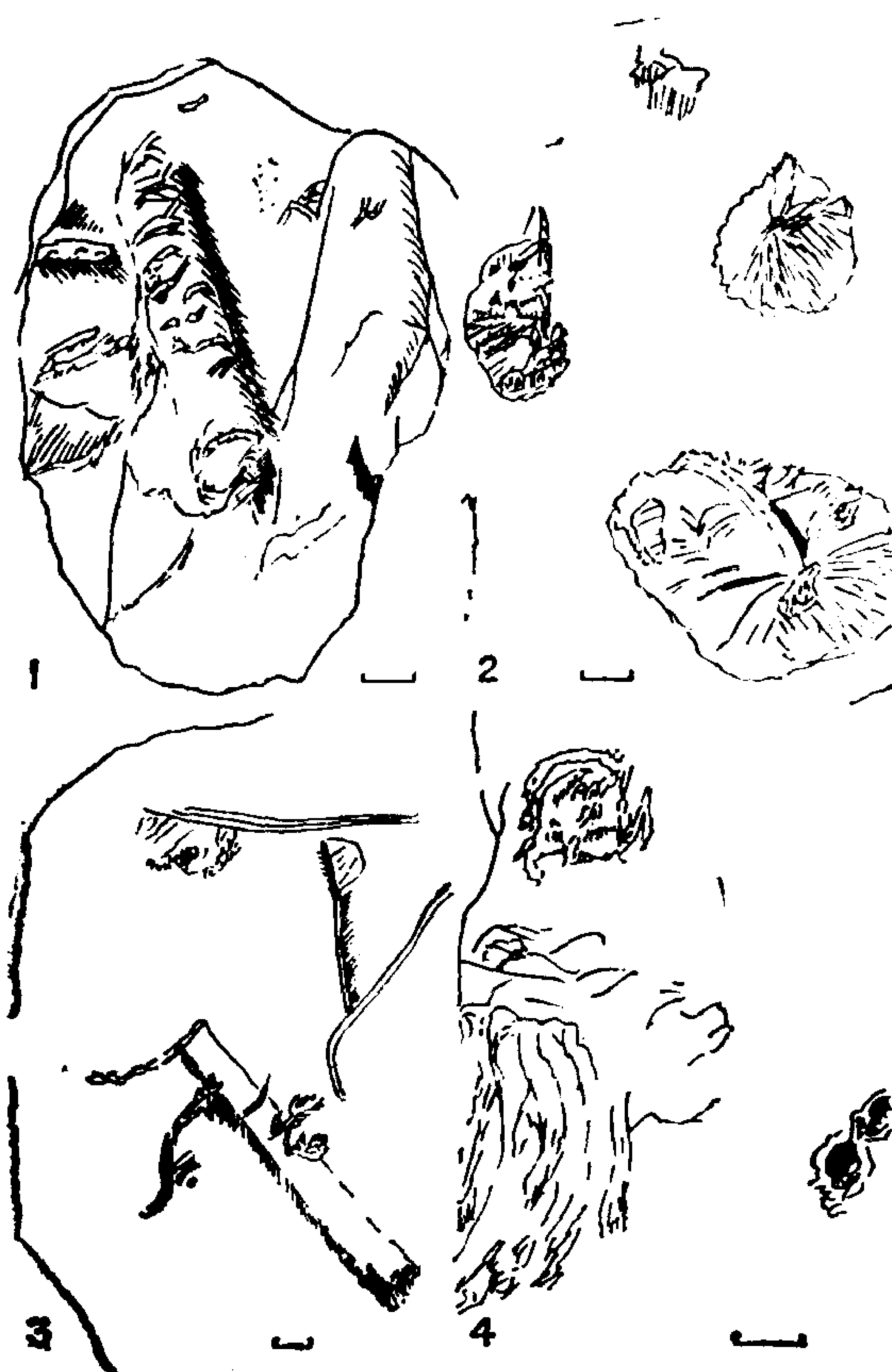


图 2-7　砂质风暴岩的底部形态
1—冲击的Thalassinoides钻穴变圆的轮廓与剥蚀层理平行；2—菜叶状铸型，由冲洗孔穿入泥层表面；3—菜叶状铸型，冲出由轴部的掘穴开始，有多向构造；4—同心状注人，圆形砂岩注入下伏的泥岩斜坡，成圆形残丘朝向中心（各图标尺均为1cm）
（据Seilacher，1982）

表 2-1　几种砂质事件沉积岩的构造比较

	洪积岩	风暴岩	浊积岩
生物扰动	古土壤和根迹	钻穴	钻穴
顶迹	流水痕	波痕 "肯尼亚叠层石"枝状构造	—
内部构造		丘状起伏交错层理	包卷层理
底迹	单向工具痕 流水铸型 负载铸型	多向工具痕 沟槽铸型	单向工具痕 流水铸型 负载铸型
遗迹相	*Scoyenia*	*Cruziana*	*Nereites*

3）沟槽铸型：常见于浊积砂岩和洪积砂岩底部，未见于风暴砂岩，其特征是直立洞穴和沟槽铸型。现代的泥底质中未见沟槽铸型，表明其由砂质饱和水流形成之后即被粗砂沉积物填充铸型，与大多数工具痕一样。沟槽铸型壁上的冲击痕可以指向两个相反方向，值得注意。

4）菜叶状铸型（frondescent cast）：是波浪由压实的泥底质上冲下来的巨大碎片的痕迹（图 2-7，2）。泥底质原有的钻穴有利于形成菜叶状铸型，常构成轴。风暴岩中的菜叶状铸型指向不同方向，反映由波浪形成（图2-7，3），在浊积岩中定向排列。

上述四种构造类型说明事件剥蚀期的扰动强度依次增加，剥蚀作用依次加剧。

（3）内部构造 垂直剖面中由较高到较低水流状态的过渡，如鲍玛序列从水平层理到波痕层理的过渡，也反映风暴沉积与洪积和浊流沉积的区别。风暴砂岩顶部的交错层虽可有横向流动因素，但很少出现洪积和浊积岩中常见的爬升流水波痕以及波痕和沟槽构造（rip-and-furrow structure）。

丘状交错层（Hummocky cross stratification）常见于风暴砂岩，也是波浪强烈扰动的反映。包卷层理由饱含水分的砂经过触变性脱水形成，其在风暴砂岩中少于浊积岩并且侧向不太稳定。

（4）顶面构造 风暴砂岩与上覆层成突变接触。

1）摆动波痕：很普遍，顶脊平行或呈网格状的干涉波痕（"蝌蚪穴"，tadpole nests）。摆动波痕之下可以有相应的波痕层理，但波峰一般仍为未受干扰的水平层理，继承较高的水流状态（图2-8），表明此波痕形成于沉积作用停止之后，或波痕未将顶部的砂层全部再沉积，与正常天气的再沉积作用不同。

线状波痕的溢出波峰特征是，风暴摆动波痕顶部的一侧或两侧有清晰的石围裙(apron)（图2-8）。其形成多是在潮间带后退的浅海波痕产生的槽内被泥质充填后，波峰又被后来的波浪削平形成。溢出的石围裙以后因泥质压实而倾斜。

2）"肯尼亚叠层石（*Kinneya*）"：曾被当作雨滴痕或微小波痕，但其小坑壁近于直立。肯尼亚构造出现于砂岩层中或其顶部，与摆动波痕共生，常在削平的波峰顶部构成，其轮廓线可能是在波痕及其顶面被泥质覆盖之后形成的。

3）枝状构造：纤细的枝状构造（aristophycus）都突起于砂岩顶上。一般与菜叶状铸型一样成放射状伸出各种掘穴，但也可以由波痕顶部成放射状伸出，显示微细凹陷。枝状构造见于寒武纪到第三纪的海相和非海相地层，可能是在沉积物内部形成的，即当水分由砂岩中压出时，沿砂岩和页岩的界面渗流，在上覆的泥质盖层上刻蚀出微细的沟槽。

4）同心状注入：见于西德下侏罗统薄层砂岩。该砂岩的上下层面有同心状的砂脊，充填于下伏或上覆泥质层的缝隙中，有时砂脊当中还有一条垂直缝隙。相连的砂脊向外方倾斜。这也是与脱水作用有关的构造，钻穴可能是收缩中心（图 2-7，4），位于*Gyrochorte*带之下，并切穿*Gyrochorles*。

本节所描述的砂质沉积构造为砂质风暴岩所特有，因砂质风暴岩的分选好，砂质和泥质沉积之间有间断；砂质洪积岩和浊积岩的颗粒比较均匀，分选性差。

5）风暴层：风暴期间海水掀起巨浪并且形成风暴潮。当风暴减退时就形成流向深海的密度流，其深度介于风暴波基面与正常波基面之间。此时风暴波浪仍影响海底，密度流中的沉积物经过再沉积，形成丘状交错层理。在风暴波基面的深度以下，形成具有鲍马序列的浊积岩。

风暴层的构造和层序特殊。一个风暴层单元厚 1m 以下，粒度向上变细形成粒级分选层，分为 4 部分：（a）粒级分选层或滞流沉积分层，底部侵蚀；（b）水平层理分层；（c）丘状交错层理或交错层理分层；（d）泥岩或页岩分层（图2-9）。

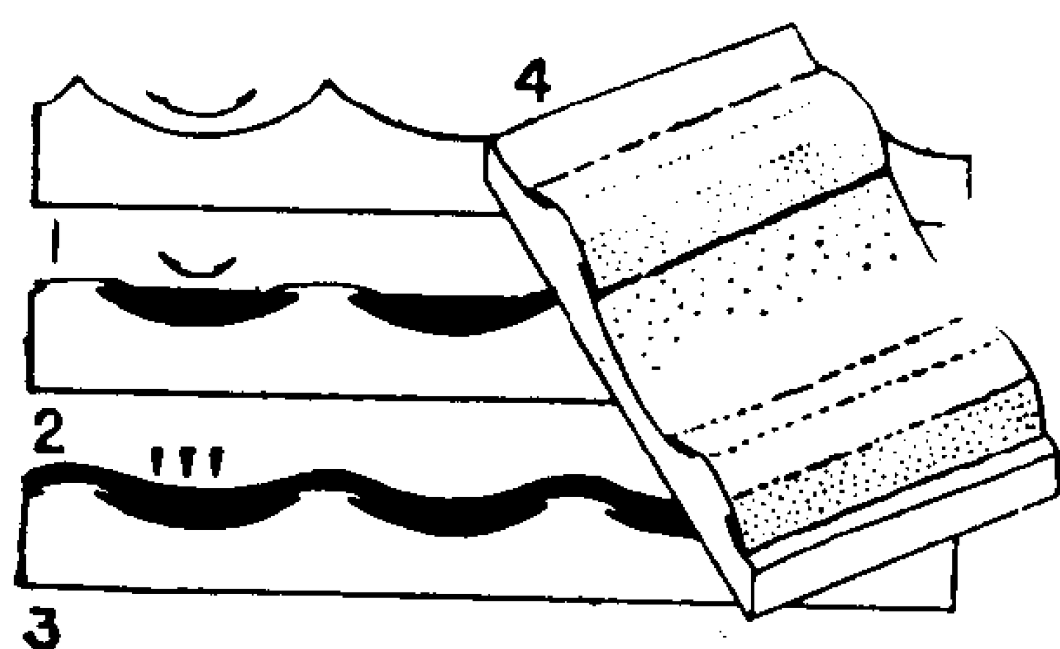


图 2-8 溢出摆动波痕的形成示意图

1—摆动波痕；2—泥质沉积在摆动波痕的凹部，波痕顶部被以后的波浪夷平；3—泥质覆盖，压实，波痕 的顶部下斜；4—溢出摆动波痕的立体图

（据Seilacher, 1982）

层理形态	流动状态	沉积速度
泥岩	层流	很低
浪成交错层	低流态	中 低
水平层理	高流态	高
粒级层理	悬浮碎屑重新沉积	很高
侵蚀接触	风暴侵蚀	
泥底质		很低

图 2-9 典型风暴层的层理和水动力状况

（据Seilacher, 1982）

风暴层一个单元的层序代表从风暴最强烈风力减弱，水体从高能到低能过程的沉积物。风暴最强时波浪所达到的深度增加，流速加大，形成光滑或不光滑的侵蚀面，常有工具痕和沟槽铸型。侵蚀面之上为滞流的贝壳层或具有粒级分选层理，因风暴最强时产生强烈的底部剪切力，使粗大贝壳集中，加上风暴的搅动使细粒沉积物被簸选并且悬浮起来；风暴作用渐弱时依次沉积，形成向上变细的粒级层理。其中粗粒的滞留沉积物中有泥质包裹的化石，贝壳或碎屑作定向排列。粗粒滞留沉积物与细粒的悬浮沉积部分之间的粒度往往突变，说明沉积作用有间断。

Allen (1982) 把风暴事件分成风暴前期、风暴增强期、风暴高峰期、风暴衰减期和风暴后期五个阶段，并分析了水平层理和浪成交错层理与风速、风暴时间和古地理位置的关系（表2-2）。

表 2-2 风暴层的特征和分层

分层的位置	层理特征	水流状态	沉积速度
f 泥岩分层	水平层理	层流	很低
e 浪成交错层分层	丘状交错层理或交错层理	低流态	中低
d 水平层理分层	水平层理	高流态	高
c 粒级层或滞留沉积分层	粒级层理	密度流逐渐减弱悬浮碎屑重新沉积	很高
b 下界	侵蚀接触	强波浪和密度流	风暴侵蚀
a 下伏层段	水平层理	层流	很低

当风暴减弱或停息后，细粒沉积物由悬浮态迅速沉积下来，在贝壳层中形成渗滤组构（infiltraction fabric），如遮蔽孔隙（Shelter porosity）、单个贝壳上的微粒级层、贝壳或内碎屑层里的遮蔽沉积和层间细粒沉积物向下减少。

平行层纹状的细砂和粉砂分层在风暴减弱、能量减小时，从悬浮态迅速沉积下来，其平行层理是由水体底部存在的强剪切力在砂层表面形成的。

丘状交错层理和波成交错层理则由风暴波浪造成。风暴层的层理常有变化规律，从平行层理到丘状交错层理，到波成砂纹层理或上叠砂纹层理。

页岩分层盖在变细的粒级层上面，由风暴悬浮的最细粒沉积物和好天气悬浮沉积物构成，常为细粉砂和泥互层，多数有潜穴等遗迹化石。

2．生物成因构造

（1）掘穴　风暴砂岩层的底面和顶面的遗迹化石，不是在沉积物和水的界面上形成的：泥岩表面的爬迹在砂岩沉积以前多数被剥蚀；砂层顶面过于活动，表面的爬迹也常模糊不清。此外由于扰动期太短，也不能形成真正的内生动物钻穴。因此风暴砂岩层的顶面和底面所保存的主要是事件之后的掘穴。

每种动物的掘穴只能达到一定深度，因而可以由遗迹化名单来确定掩埋的厚度和事件剥蚀的深度。如果双壳类的掘穴仅限于波痕的顶部，表明其泥质盖层较厚；甲壳类掘穴则说明泥质盖层厚达几十厘米。

（2）海星休息穴（*Asteriacites*）是一种浅掘穴，具有伸出的臂，见于1—2cm厚的砂层底上，或构成厚岩层顶部摆动波痕上的表痕迹。砂底栖居的海星由风暴带来，在摆动波痕的凹槽里休息，当水体平静以后离开。泥质薄层保护了掘穴。被泥质迅速沉积所窒息的海星则保存于砂与泥的交界处。

（3）爬迹（*Cruziana*）由三叶虫形成，在古生代形成于砂岩和页岩层中，成为底迹，保存清晰的抓痕，最初可能形成于底内的砂质盖层之下。其铸型只见于薄的风暴砂岩层中。

3．波痕沟道沉积

波痕沟道沉积通常宽几十米，厚几米，并且缺少纵向交错层，与席状风暴砂岩共生。由此可以与潮水道相区别，并且与潮下的海滩风暴砂不同。

约旦南部上奥陶统的波痕沟道沉积，由交错层等水流构造表明，水是向北流的，侧方相变为风暴岩，含海相遗迹化石。这种波痕沟道可以伸入潮下带很远，成为风暴聚集的海水回流的通道，但可能由强烈风暴的高能顶峰期开始剥蚀和充填作用。

二、现代风暴环境和沉积作用

现代海洋的风暴中，最著的有我国海域和太平洋西部的台风、太平洋东部和大西洋的飓风以及印度洋的热带风暴。研究现代风暴的水动力状况和沉积作用，有助于认识古代的风暴层。

1．美国西部大陆架风暴控制的沉积作用

（1）水动力状况　俄勒冈—华盛顿大陆架主要受季风所形成的风生流控制，潮流和洋流的影响较小。洋流冬季向北流，夏季向南流。潮流和洋流的流速每秒只有几厘米，不能侵蚀海底。

潮差2—3m，陆架中部和外陆架平均潮流速度10cm/s，速度范围0—30cm/s；内陆架平均潮流速度30cm/s，常被波浪风暴潮加强。

冬季的强风和大洋风暴穿过陆架。阿拉斯加海湾由强烈南风形成单向流，在海底流向西北方，一般流速40cm/s，最大时可达80cm/s以上，可以侵蚀海底，并且以底负载和悬浮的方式把砂和粉砂搬运到大陆边缘。太平洋风暴所产生的波浪，加强了这些水流的效力。在南风的持续作用下，204m深处还产生对称波痕。中等风暴的浪和大风暴的先行浪能使100m深的陆架底产生波痕，夏季波痕则在85m深之内。冬季风暴产生下沉的单向底

流，离岸流向滨外或平行海岸，波浪则转向东方，大致平行海岸。

（2）**沉积相** 俄勒冈大陆架的砂相、砂泥混合相和泥相的分布，主要受沉积物供给、大陆架水动力状况和掘穴底栖生物的控制，而和海水深度关系不大。砂主要分布在内陆架和滨线，泥主要分布在大陆架中部和外部，砂泥混合相则分布在砂区和泥区之间或外陆架。

1）砂相：由临滨到50—100m深，包括残留的砂和砾石、现代的极细砂和这三者混合物。现代砂主要成分是石英、长石和岩屑，表面新鲜；残留砂则包有氧化铁薄膜。次要碎屑为硅藻、放射虫和有孔虫，陆架外缘和海底常见海绿石。

原生沉积构造多被生物扰动所破坏，偶有水平层纹，单向交错层纹极少。

河口的粗碎屑受到海水阻隔，细砂（3—4ϕ）呈悬浮态直接搬运到大陆架。细粒沉积中分散的砂的众数粒径是灵敏的指相特征，代表陆架上平衡的分布型式。俄勒冈陆架北部和中部的众数粒径小于2.75mm，水加深时粒度减小。

2）混合的砂泥相：由砂相和泥相受生物改造混合形成，原生构造多数已破坏。混合的砂泥相在外陆架则由经过改造的现代泥和残留的海浸砂构成。

3）泥相：成斑点状分布于陆架中部和外陆架，厚度一般大于10—40cm。

泥分布普遍，由大河口进入陆架。泥呈悬浮态集中于三个水层：表水层、中水层和底水层，季节变化明显。底水层悬浮的泥来自上面的水层和泥底质，波浪和底流使海底的泥质重新悬浮。悬浮物的浓度高时形成低密度流，流速15—20cm/s。哥伦比亚河每年带来的沉积物多达11,000,000m^3，泥的堆积速度还不到6cm/a，可能是因为冬季风暴使泥重新悬浮，向滨外搬运之故。

2．大西洋陆架风暴控制的沉积作用

（1）**水动力状况** 海岸潮差仅有1—2m，滨外最大的潮流流速小于20cm/s。陆架的水动力状态特征主要是有气象生成流，即风生流，季节性变化大。

夏季陆架的海水较平静，盛行风和淡水径流引起向南的漂流，逐渐密度分层。弱波浪不能使细粒沉积物再悬浮。海底受波浪扰动的部位只有临滨带深度15m以内和砂脊的脊峰部位。

冬季的水温降低，风力增强了波浪，海水不分层。强烈风暴是东北风，把表层水驱向海岸，向南的底流流速20—30cm/s，搬运力为波浪所增强。

（2）**表层砂席和砂坝** 内陆架和临滨带的表层砂席是由全新世陆架底质改造形成的，或者由障壁和陆岬受侵蚀后退在原地形成。表层砂席主要有三种砂坝：

1）线形砂坝：高3—10m，宽1—2km，长几十千米，与临滨带相连或孤立。砂坝脊与海岸大约成22°，向北张开。

风暴生成流和巨浪使砂脊与临滨带分离。风暴生成流还使底流在砂脊的脊部会聚，而在槽部发散，造成脊部沉积和槽部侵蚀；向南的单向流控制砂脊方向。底流强烈而有变化，其证据是纵向水流线理、似舌状水流波痕、交错层状单元、粒级砂单元、少量砂波和地震剖面中不同的定向层。

2）进潮口砂坝：又称河口湾入口浅滩或落潮三角洲，向海伸出，长几千米，弧形的前沿较圆滑。水动力系统复杂；内滨带以潮流为主，外滨带则为风暴所控制的陆架。风暴生成流占优势时可以破坏进潮口砂坝或将其改造成顺海流方向的线形砂坝。

3）陆岬砂坝：在平面上呈锤头形向海凸出，靠近突出的陆岬。陆岬阻挡迅速补充的沿岸沉积物，经过波浪和向南的强烈风暴生成流共同作用，形成独特的形状，就成为陆岬砂坝。

(3) 潮汐砂坝和风暴砂坝的对比 二者相似之处都是内滨带水道——浅滩复合体，海侵时才逐渐与海岸线分开，为向上变粗的层序，具有交错层理。区别在于潮流的方向：潮汐砂坝两侧经常有砂丘和砂波；风暴的水动力状况随季节而变化，砂波的分布局限而且短暂，并且悬浮沉积的作用等于或者超过底负载搬运。

Reeding（1978）提出，交错层状砂岩体可能是潮汐砂坝；需具有多种构造和沉积单元的才可能是风暴成因的砂坝。

三、粒级砂质风暴层

加拿大西部上侏罗统费尔尼组为黑色含黄铁矿的深水页岩，经过100m的过渡层变为美国西部的陆相库特奈含煤组。班夫地区的地层示意图（图2-10）中，根据沉积构造分为粉砂质浊积岩（A相）、砂质浊积岩（B相）、丘状交错层理（C相）、平行层理砂滩（D相）和含煤的槽形交错层流水沉积（E相）；箭头代表古水流方向。

1. 粉砂质浊积岩（A相）

底界清晰，底面痕有定向，平均水流方向337°。粉砂岩和砂岩层平均厚4cm，砂岩与页岩之比为1:12。岩层底部有水平层纹或者波浪成因的交错层。黑色页岩层底界清晰，具有平行层纹，表明砂质迅速进入盆地，但未改造下伏沉积层的平行层纹，说明其是由浊流沉积于波基面以下。大量虫迹、爬迹和钻穴，尤其是正弦曲线状的*Cosmorhaphe-Nereites*遗迹化石组合也代表深水环境。

2. 砂质浊积岩（B相）

砂质浊积岩类似粉砂质浊积岩，但颗粒较粗，以砂质为主，层厚约7cm，砂岩页岩比为1:5—3:1。大量的底面刻痕指示水流方向为347°。砂质浊积岩的沉积位置，比粉砂质浊积岩稍靠近源。

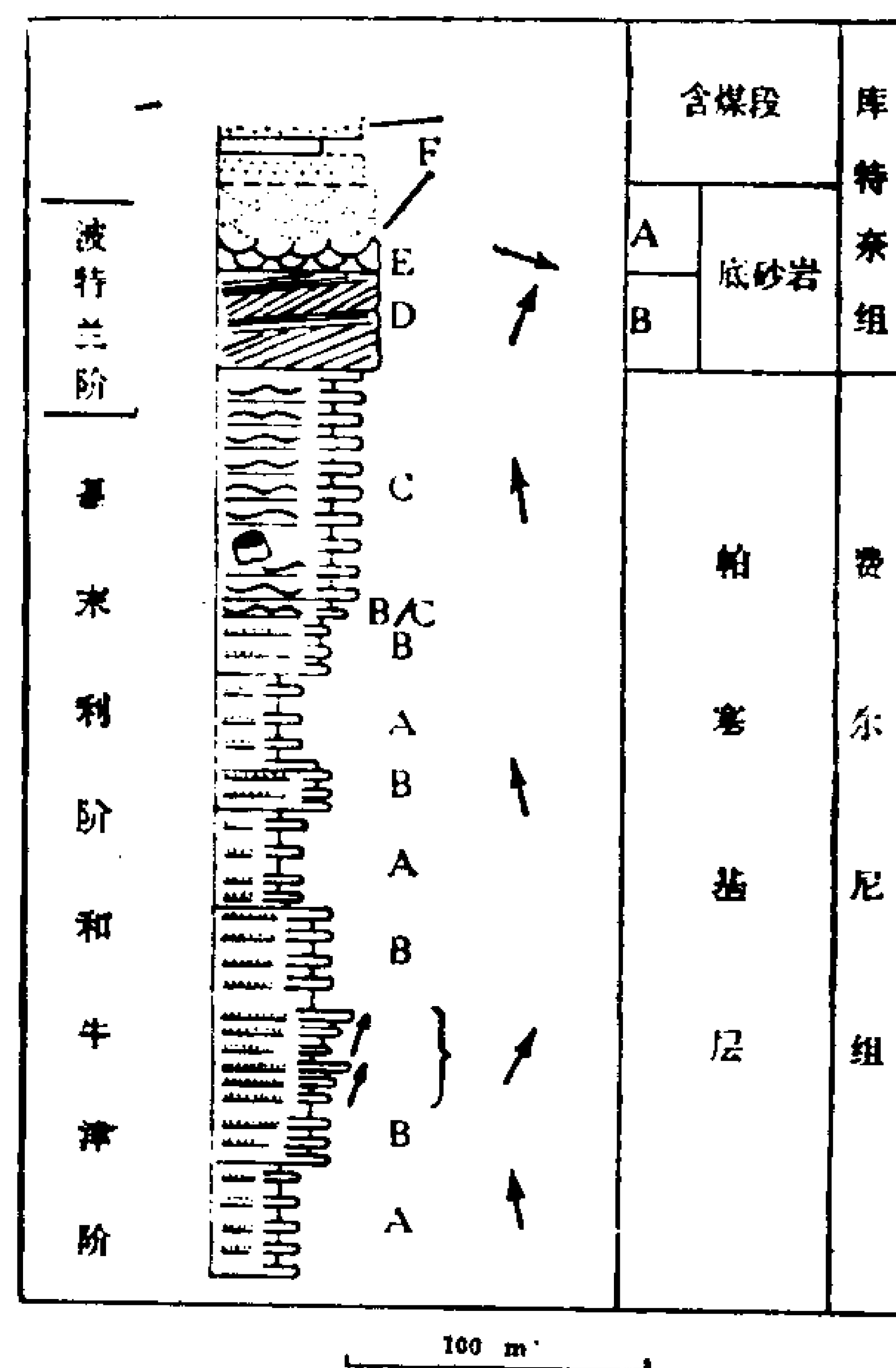


图 2-10 加拿大和美国西部牛津阶，基末利和波特兰阶地层示意图

表示相的变化，箭头示古水流方向，图中字母代表相，说明见正文。F：地层在班夫地区未出露

（据Hamblin and Walker, 1979）

加拿大阿尔伯达的班夫地区有两个砂质浊积层，厚度为64m和93m，下浊积层较薄。沿27°的方位沉积，粒度和层理规律变化，代表由西部正在上升的科迪勒拉地区伸出的两个舌形浊积层。

3. 丘状交错层理砂岩和页岩（C相）

丘状交错层理砂岩层和页岩的平均厚度小于75cm，两者之比平均为5:1，波长1—5m，单层高10—20cm。砂岩顶部的丘状交错层理界线清晰或有对称波纹，可以有钻穴。底界面

截然，有定向底痕，主要是小工具痕，指示流向344°。丘状交错层理没有休止角，说明其未受正常海底水流改造，由大风暴波浪形成，深度介于风暴波基面与好天气波基面之间。

班夫地区浊积岩变为丘状起伏交错层理，说明：

（1）根据平行层理、波浪交错层理和丘状交错层理，可以区分浊积层和风暴层。

（2）浊积层过渡为丘状交错层理，表明海水变浅，海底由风暴波基面以下上升到该面以上。

（3）丘状交错层理没有不对称波痕和中小规模交错层等沉积构造，说明其未受改造，形成深度在风暴波基面以上，但远在正常波基面以下。

（4）丘状交错层理的底痕方向与两层浊积岩相同，表明都位于同一个古斜坡上。但C相中的密度流不形成鲍马序列，其砂则受摆动风暴波浪的影响。

4．平行层理（D相）

下部23m为低角度缓波状层，有下切的滩槽，属丘状交错层理的变种。此地的滩槽状交错层理（swaley cross stratification）发生在丘状交错层理上面的粒级层中，说明以风暴为主的环境可能是在正常波基面之上，风暴夷平了正常层理。

上部11m的平行层理层系，沿平直的剥蚀面成低角度交错，属海滩相，倾向的变化说明冬天和夏天或风暴和好天气的交错。

槽状与海滩交错层理的差别不大，决定于各层系中的层理平直程度，以及层系之间沿平直的剥蚀面或向下弯曲的滩槽接触面的横切关系。

5．河流相（E相）

大量槽状交错层中，有些带有根迹和煤的泥岩，位于海滩岩之上，代表河流相。

可见，根据沉积构造和相顺序，可以确定沉积环境的变化和风暴作用。

费尔尼组和库特奈组之间的过渡层，槽状交错层理极少见于海相部分，丘状交错层理和海岸之间为槽状交错层理。这说明海盆中潮汐和沿岸流的沉积物被风暴剥蚀，改造成风暴沉积。

丘状交错层理和槽状交错层理在海岸线层序中的相对数量，为下列因素所控制：

1）颗粒直径：临滨带的粗粉砂和细砂易被风暴搅动悬浮，都形成丘状交错层理；中粗粒沉积物则只有在强烈扰动情况下，才能悬浮起来。

2）波浪的大小：决定波浪施加于海底的能量。水质点运动的圆周直径和速度较小时只形成波痕；较大的波浪则有利于形成丘状交错层。塞巴斯特岬组的丘状交错层理在中粒砂岩中已占优势，临滨带沉积靠近海岸线，朝向开阔的太平洋，其风暴波浪一定很大。

3）水的粘滞性或密度：水温下降或盐度增加的效果等于颗粒变细，有利于形成丘状交错层。

4）沿岸流动：影响砂的搬运和砂丘形成。斜向波浪和强的沿岸流有利于出现槽状交错层理。

加拿大上侏罗统的风暴层砂粒较细，没有大规模的凹槽或板状层序，位于激浪海洋南端并且海水较冷，有利于形成丘状交错层理。

四、席状砂岩风暴层

1．一般特征

席状砂岩由分选良好的细粒和中粒砂组成，厚度一般5—30cm，最厚2m，水平延伸几十米到几千米。席状砂岩常与泥岩和粉砂岩互层，是风暴事件在潮下带最特征的沉积物。泥岩和粉砂岩常受生物扰动或富含化石。Goldring 和 Bridges（1973）称之为潮下席状砂（subtidal sheet sand），Brenner 和 Davies（1973）则称为风暴滞留沉积(storm-lag deposit)。

席状砂岩底部侵蚀面明显，平坦或平缓起伏。席状砂岩层越厚，底部的侵蚀面就越明显，其槽深有时可达30—50cm。大长条形的沟槽两壁可以有细压刻痕。席状砂岩底部有底痕、层内为砾岩、卵石或贝壳碎屑；顶部无侵蚀面，顶界有时呈显平面状或波纹状，有时递变为生物扰动。

席状砂岩内部有平行层纹和原生的流水线理；一般还有宽而浅的波状起伏，或几米宽几十厘米深的槽内低角度交错层理（5°—8°），即波状交错层理（Harms, 1975）；还常见到：交错层理、爬升交错层理、平行层理向上过渡为交错层理、粒级层理，偶然见到负载构造等。这些类似浊积岩的粒级分选砂岩是由变弱的夹砂流沉积的。

2．席状砂岩的发育阶段

1）风暴侵蚀阶段：风暴波浪和水流把沉积物搅成悬浮态，贝壳和砾石改造成为蚀余堆积，残留在基底侵蚀面上。

2）沉积阶段：风暴强度逐渐减弱，砂沉积下来形成平行层理。水流的剪切力把砂冲成具有原生水流线理的平行层理。由高能环境产生的低角度槽状交错层理，相当于Simons 等（1965）所说的冲蚀砂丘。在递变层理、平行层理和交错层理之上的低流态构造，特别是水流痕和波痕，说明是在水流能量减退的环境中形成的。

3）风暴后的改造阶段：浪成波痕和生物扰动证明，风暴后沉积物受到了正常风浪的改造。

3．朱拉石英砂岩

（1）分布　前寒武系上部和下古生代的席状砂岩很发育，其典型例子是位于苏格兰西部岛屿的，前寒武系上部的朱拉石英砂岩，主要形成于浅海，岩性变化规律。南部的艾莱和朱拉主要是砂岩，向北逐渐变细，至阿德莫克湾砂岩的层数和厚度迅速减小，由朱拉附近的5000m左右减为500m。

（2）岩相　朱拉石英砂岩主要有三个岩相：

1）粗粒相（Sa）：岩性以中粒至粗粒砂岩为主，其次是粗砂岩至卵石层，粉砂岩透镜体少。层理以交错层理为主，多为板状层组（厚0.1—2m）、槽状复层组（可达0.5m厚）、爬升板状复层组（达0.25m厚）、和低交角层组（达0.5m）。各层组和复层组之间为平坦的侵蚀面或水道（深可达2m）和起伏小于0.2m的侵蚀面，其上偶而覆有泥质或极细砾和卵石。交错层为潮流迁移砂丘而成，风暴形成层间侵蚀面，阻止砾石堆积而加以簸选。侵蚀面覆盖的泥说明，长时间以后砂才重新沉积，相当于显生宙沉积层有底栖生物掘穴和磷酸盐化。

2）细粒相：包括异粒岩相（Hb 和 Hc）和泥岩相（M），由极细到中粒砂岩组成，与粉砂岩和泥岩互层。

砂岩层厚1—50cm，水平延伸几十到几百米，具明显的平坦基底或弱侵蚀，顶面平坦。下部多具平行层纹，上部为水流波痕交错层，偶然有粒级分选层理和具有负载作用的

爬升复层。粉砂岩和泥岩互层单元的厚度可达1m，都有薄的砂质层纹。

3）粗细粒互层相：厚0.1—1m，较粗的砂岩，中到粗粒，具交错层或粒级分选层理。基底被侵蚀，偶尔被冲刷成沟槽，顶部无侵蚀。板状砂岩体厚度0.2—1m，单独板状层与爬升板状层互层。鞋带状的砂体充填于深5—30cm，宽0.4—1.3m的槽中，平行于古水流方向，具有粒级分选层理、平行层理、交错层理和爬升板状层理。

上述三个相是好天气风浪和潮汐水动力状态，与叠加的风暴环境共同作用所形成的。

（3）朱拉石英砂岩的沉积模式 Anderton（1976）认为，不同底质沿潮流路线发育，可以与现代的潮流搬运路线对照，并且提出了四种水动力环境（图2-11）。各条沉积带宽度几十到几百公里。

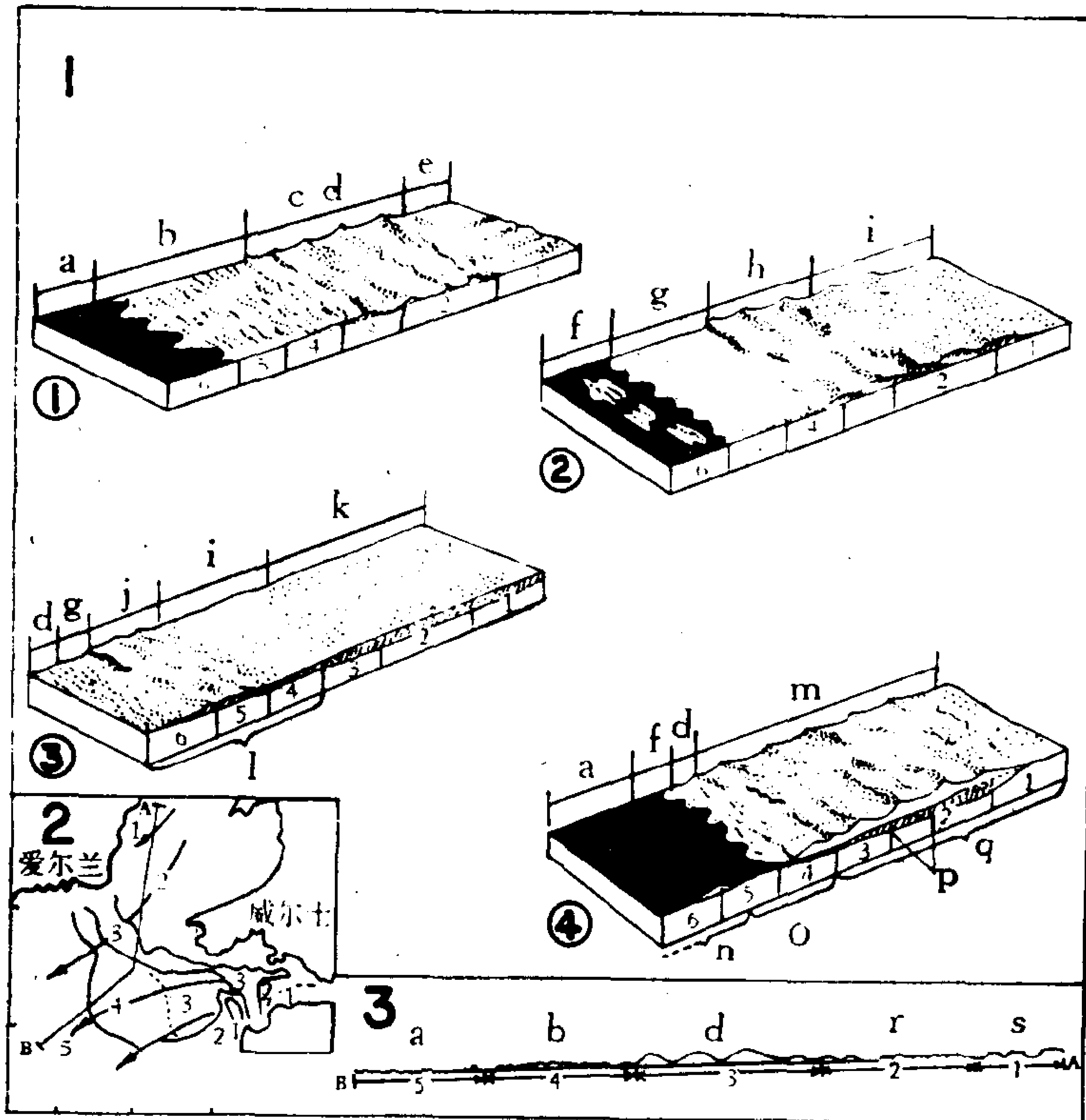


图 2-11 朱拉石英砂岩陆架海的古环境

1—潮汐和风暴水动力状态对沉积盖层的影响：① 好天气，正常潮流为主；② 中等风暴作用增强潮流；③ 强烈风暴潮使潮流速度最高；④ 风暴后恢复好天气，正常潮流。2—切尔提克海现代潮流搬运路线的类比。箭头示最大潮流流速和搬运路线的方向；3—沿潮流路线的沉积带，宽几十到几百公里。a—泥带；b—流痕砂；c—砂丘；d—砂波；e—有簸选砾石的砂带；f—砂斑；g—风暴沉积的席状砂；h—迁移的活动砂丘；i—受侵蚀的砂丘；j—爬升砂丘；k—砂丘冲走后余下簸选砾石层；l—相带向下游迁移，取代好天气的相；m—好天气的潮流砂丘；n—细粒相；o—粗细交互相；p—风暴后，泥质残留物受侵蚀，上面覆盖着好天气条件形成的砂；q—粗粒相；r—砂带；s—深部侵蚀。3图下方为平均最大近表面潮流的速度 ι(m/s)
各图下方和平面图中的数字1—6表示沿潮流搬运路线的假设沉积分带，每个沉积带的长度约几十到几百公里
（1．据Anderton，1976；2.3．据Belderson和Stride，1966）

1）正常天气：向下流粒度减小，形成4个主要沉积带：i）簸选砾石带，ii）砂丘和砂波带；iii）水流波痕砂带；iv）泥带。好天气时底质迁移较慢，大潮时迁移最大，小潮时迁移最小；交错层理砂和交错层纹砂是好天气环境沉积的主要特征。

2）中等风暴：沉积物的搬运速度增加，使好天气的沉积带向下流迁移。近端的砂丘

受侵蚀，远端可沉积薄砂层，再向下流则渐变为薄层的细粒砂层。

3）强烈风暴：出现大潮，海流受风暴潮和风生流加强，沉积物搬运速度最大。近端带侵蚀产生浅槽、平坦侵蚀面和卵石蚀余堆积。下流带的底质迅速迁移，相带向下流迁移，末端有较薄的风暴砂层，形成爬升砂丘沉积，其后沉积的地层也可能保存。

4）风暴后：由最大风暴过渡为正常天气，风暴后泥质残留物不断受到侵蚀，并被好天气条件下形成的砂覆盖。向下流方向沉积盖层变薄，粒度变细。大量悬浮沉积物常形成广布的泥质沉积。朱拉石英砂岩的粗粒相，在平坦的侵蚀面上常覆有泥和粉砂。

4．风暴落潮相模式

挪威北部前寒武系上部的因内尔夫段为300m厚的泥岩、粉砂岩和细砂岩。Banks（1973）将其划分6个相，形成向上变粗的层序，代表潮下带逐渐变浅的环境，但未变成临滨相（图2-12，表2-3）。

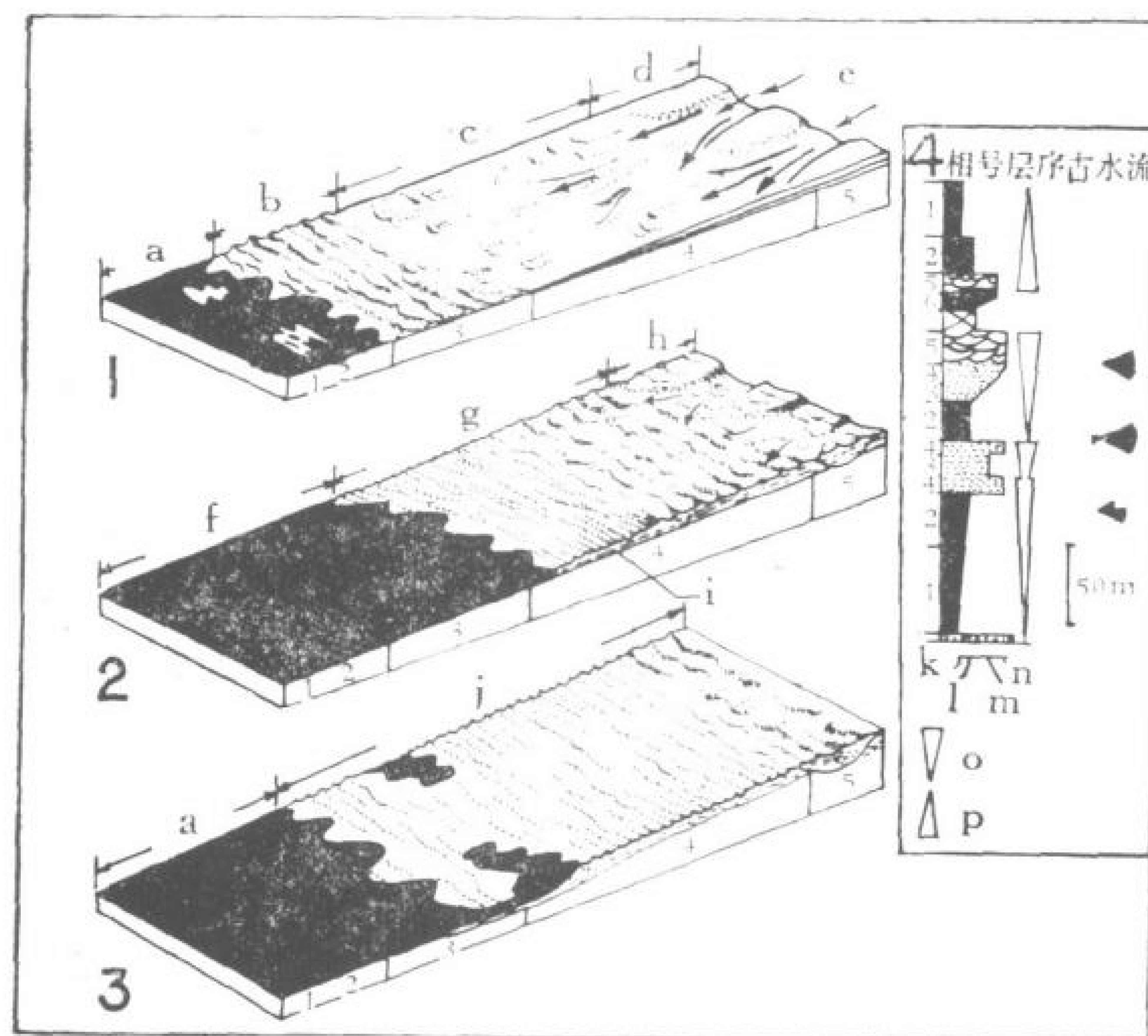


图 2-12 挪威前寒武系上部因内尔夫段的风暴落潮相模式

1—强烈风暴的落潮流，席状近滨砂向下流变细，层变薄；2—风暴后的衰减流和波浪潮改造风暴砂席；3—正常天气的波浪和海流改造风暴沉积物。海水浅处波浪和海流作用增强；4—风暴落潮相的典型剖面、沉积层序和古水流方向。a—外陆架泥带；b—流痕砂；c—平坦的层状砂席；d—水道；e—风暴落潮的离岸流；f—风暴后砂层和陆架泥；g—风暴砂席；h—衰减流时期水道逐渐充填；i—衰减流层序；j—受改造的砂和粉砂；k—泥；l—粉砂；m—极细砂和粉砂；n—极细砂；o—向上变粗的海退陆架层序；p—向上变细的海浸陆架层序

（据Banks，1973）

各图下方和侧方各阿拉伯数字的说明见表2-3。

由相1到相5海水变浅，水体能量逐渐增强。但每个相内随着悬浮负载的流速降低，由沉积碎屑物的较高能环境变为波浪改造细碎屑物的低能环境。

上述6个相的横向分布相同，水动力状况可以对比。单向流代表最高能量环境，多数流向滨外，形成席状砂岩；沉积构造和衰减流层序说明是由风暴形成的。单向流的间歇性也说明风暴活动。根据类比，风暴落潮流多数是向海的水流。

表 2-3 图 2-12风暴落潮相的各相特征

（据 Banks, 1973）

相	描 述	解 释
1	主要为泥，含极少的粉砂和砂夹层，厚约25cm	泥反应低能悬浮作用，粉砂和砂层反映周期性风暴事件，属外陆架环境
2	平行纹理粉砂和泥互层	主要为悬浮沉积，但周期性底流形成波痕（向滨外迁移），属相 1 和相 3 之间过渡环境
3	纹层状粉砂、极细粒砂和其次为泥形成的复杂互层，主要为规则的波状交错纹理，具波浪波痕和水流波痕	较高能环境期，较强的底流形成水流波痕；晴天期（?），水流波痕又受到波浪波痕的改造。水流总是流向滨外
4	极细砂与粉砂层(3—100cm）与纹层状粉砂互层，较厚层表示特有的衰退流层序并偶尔受到变形（球形和枕形）	由于水流（风暴潮落潮）强度降低，高能风暴事件使席状砂和粉砂层在滨外附近沉积。属周期性高流态环境和风暴后波浪改造作用环境
5	形成水道（宽10m，深 1.5m）状的互相交切的透镜体，岩性类似于相 3 和相 4 的复杂互层沉积。规则的河道充填表明平行纹理为交错纹理所覆盖	河道受风暴潮落潮流切割，当风暴消退时充填沉积了具受波浪改造的最终波痕的衰退流层序。极细砂反映低能细粒滨线的侵蚀

总之，因内尔夫段原先属于低能的临滨环境，与陆架环境相邻，其沉积物的搬运多受风暴扰动控制。

五、海绿石聚集的风暴层

1. 地 层

法国东南部克拉尔斯的下白垩统阿尔布阶，海绿石聚集层成透镜状。海绿石聚集层之下为巴雷姆阶灰岩，构成坚硬底质；顶部则有叠层石、生物钻穴和褐铁矿结壳。阿普特阶和阿尔布阶下部地层缺少记录，只有叠层石生长。

2. 海绿石聚集层

地层聚集（Stratigraphic condensation）是指多次剥蚀和再沉积作用将不同时期形成的化石和碎屑物聚集到一个层位。克拉尔斯的阿尔布阶有两个聚集层（图 2-13)。聚集层的底部为坚硬底质，形成于巴雷姆晚期，在阿尔布早期仍作为基准层。以后的构造运动剥蚀部分坚硬底质，砾石可能经过一些搬运，与阿尔布阶下部的动物残骸一起沉积在坚硬底质上（图2-13，1)。此时菊石壳内未充填。

异地形成的海绿石砂与聚集层同时沉积，覆盖砾石和生物成因的硬颗粒(图2-13,2)。早期成岩作用使菊石壳的内模磷酸盐化，形成结核，但菊石壳仍保存原生贝壳成分。这是第一次沉积和石化作用期。

然后经过改造和重新沉积，部分较细粒沉积物被簸选掉（图2-13，3)。与此同时，

1）已石化的骨骼破碎；

2）原生菊石等贝壳未受结核铸模保护的部分被磨蚀；

3）Coscinophragminae亚科的固着有孔虫在菊石内模上结壳；

4）风暴间歇期所沉积的细粒沉积物变为早期成岩结核，其内所含的浮游有孔虫 *Hedbergella* spp. 多于未石化沉积物，有孔虫以后由沉积物漂选出来。

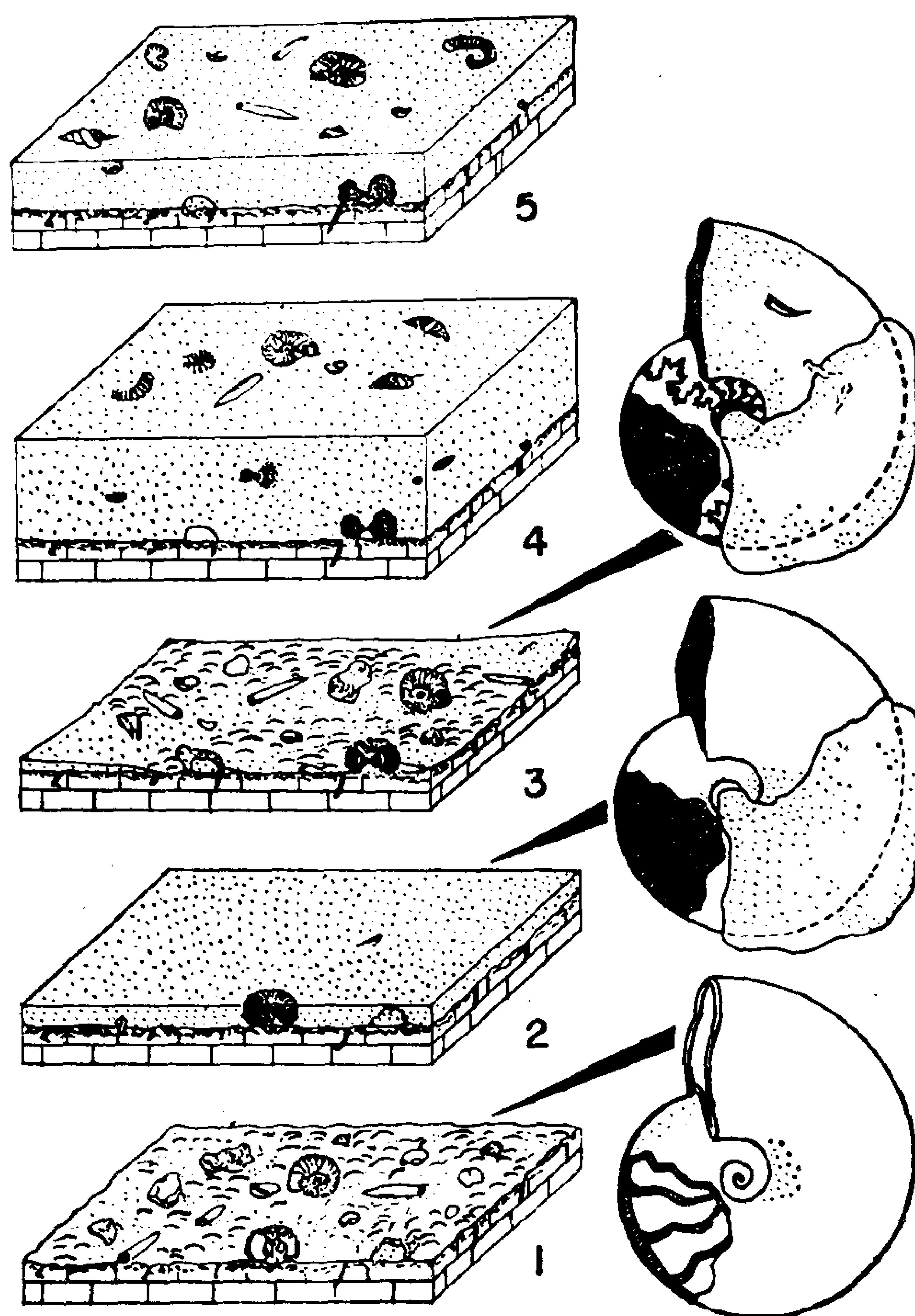


图 2-13 法国阿尔布阶海绿石聚集层的形成示意图

1—坚硬底质，菊石壳未充填；2—异地海绿石砂和风暴聚集层沉积，菊石内模磷酸盐化；3—沉积物重新沉积和改造，部分化石破碎，沉积物簸选；4—相对安静期。海绿石继续沉积．形成磷酸盐内模和结核；5—又一次风暴事件重新沉积和簸选，使*Douvilleiceras mammilatum*带与*Hoplites dentatus*带下部化石混带

（据 Gedhard, 1982）

风暴是上述沉积物改造和重新沉积的原因。

此例中的风暴层理被强烈生物扰动所破坏，但化石保存很好，说明重新沉积的时间短。砾石、结核和内模表面只有极少的结壳动物先驱分子。Coscinophragminae亚科的固着有孔虫、龙介类小蠕虫和幼年牡蛎，都说明这些坚硬物体在风暴后不久就被沉积物覆盖。但持续的底流可以防止坚硬底质长期被沉积物覆盖，因而有较多的固着生物。看来海绿石聚集层形成于正常波基面与风暴波基面之间；聚集层底部的叠层石表明其形成于浅水。如果在好天气波基面以上，生物虽固着得更多，但剥蚀强，化石一般保存不佳。

海绿石开始沉积是在图2-13的 1 到 3 期，属*Douvilleiceras mammillatum*带，继续到了*Hoplites dentatus*带下部（图2-13，4），同时还生成磷灰质的内模和结核。

经过相对平静期，第二次风暴扰动重新簸选和沉积，使*Douvilleiceras mammillatum*带和*Hoplites dentatus*带下部的动物群混合（图2-13，5）。这次风暴层之下的坚硬底质和第一次风暴层的下部，都未受到这次风暴影响，第一个聚集层只含*D. mammillatum* 带动物群。第二个风暴期后是第二个沉积期，延续到 *Diploceras cristatum* 带。第三个扰动期

又使动物群混合，同一层中出现*H. dentatus*带到*D. cristatum*带的菊石。可能还有一些小型扰动事件，但因沉积期短，地层记录已被后来的强事件所消除。

总之，克拉尔斯的聚集层包含了多次风暴所引起的扰动和重新沉积，成透镜状充填了同期的构造凹陷。海绿石受海底弱水流搬运，经过坚硬底质，有些被叠层石和钻穴捕集，但多数沉积于凹陷处。到阿尔布末期，全区才被海绿石砂掩埋。

这个例子说明，风暴对于地层的聚集和化石的混带现象有很大作用，进行生物地层研究时必须充分认识风暴的作用和影响。

第三节　脊椎动物骨屑风暴层

一、引　　言

脊椎动物的骨屑层是指富含破碎和磨损的脊椎动物骨骼的沉积层，骨骼碎片分选好，粒径由细砾到粗砾级。骨屑层常在缺乏大型脊椎动物化石的地层剖面中突然出现，横向稳定，分布面积可达 50,000km²。骨屑层厚几毫米到30cm，常有2—20个薄骨屑层成组出现。

二、地 层 和 相

1. 岩石地层

西德南部的所谓西德型盆地的中三叠统拉丁阶包括砂屑灰岩、砾屑灰岩、泥屑灰岩、泥灰岩和泥岩，斯图加特市以南还有白云岩。

本区西部的贝壳灰岩统上部完整，包括上小穿孔贝层、巴依尔德泥岩层和海绿石灰岩层，厚约6.7m，向东变薄，至加麦斯菲尔德尖灭。但上小穿孔贝层在该地西南 9km 处仍有出露，尖灭处的颗粒骨屑层不整合覆盖在贝壳灰岩顶部和小穿孔贝层中部。颗粒骨屑层的厚度在盆地边缘为15—30cm，盆地内部减到1cm以下。

2. 沉积相

盆地属于正常—微咸水海盆，深度超过正常波基面。盆地内部的中三叠统厚度超过100m，边缘处厚度60m。

边缘区的上小穿孔贝层与埃斯特层之间的18个骨屑层多数很薄，横向不稳定，向下和向上数量减少，只有颗粒骨屑层稳定。三角洲的一些砂洲也含骨屑。图2-14表示骨屑层的分布。

骨屑层底部都有剥蚀不整合，局部受剥蚀的*Rhizolorallium*钻穴和深管状钻穴充填了骨屑层物质。沟槽铸型宽7—9cm，长度大于 25cm，其下伏层为薄层泥质岩或粘土状泥灰岩，见于盆地边缘相。沟槽铸型的棱和沟尖锐，未受到含砂涡流磨损；多数互相平行，少数方向杂乱。

骨屑层有粒级分选层理、泥岩砾石和泥质盖层。

少数地点有薄的铁质和磷酸盐质结壳，具有坚硬底质。

三、风 暴 事 件

脊椎动物骨屑层属于聚集沉积：正常波基面以下的混合沉积物受到风暴搅动，冲走灰

质和泥质淤泥，形成砾岩，搬运砂质并磨蚀骨骼残骸。

1．单事件骨屑层

其特征是碎屑物中包含大砾石。风暴搅起海底的泥砂，部分悬浮；较粗的碎屑在海底被搅动形成砾石，脊椎动物残体和泥砂的混合物，几乎没有粒级分选层理。颗粒骨屑灰岩中常有漂浮的石化砾石和软砾石，其大小可达 8×5×0.6cm，倾斜 65°；并有由悬浮态沉积的薄泥质盖层。

风暴能量越大，悬浮泥砂越多，粒级层理的分选越好：砾石平卧海底、泥质则形成盖层。脊椎动物的骨骼碎屑与0.25mm的石英砂一起沉积。

骨屑层有平行层理、波状交错层理和低角度层理。风暴的能量衰减迅速，因砂质骨屑层上面的对称波痕波长短（7—10cm），波幅低（0.5—1cm），很少形成干涉波痕。水体的弱扰动继续到泥质颗粒开始沉积时，形成溢出波痕。

颗粒骨屑层中出现鲍玛序列的A粒级层理、B平行层理和C交错层理，但区分不明显。因粉砂质少，未出现鲍玛序列D泥和粉砂层纹。石英砂与泥的颗粒直径间隔大，所以骨屑层的砂屑和砾屑部分之上多为不连续沉积，富含砂屑的骨屑层间断更明显。泥质盖层相当于鲍玛序列E，一般厚1—2.5 cm，成分为泥质—泥质灰岩，是旋回的末尾，其上叠加有：

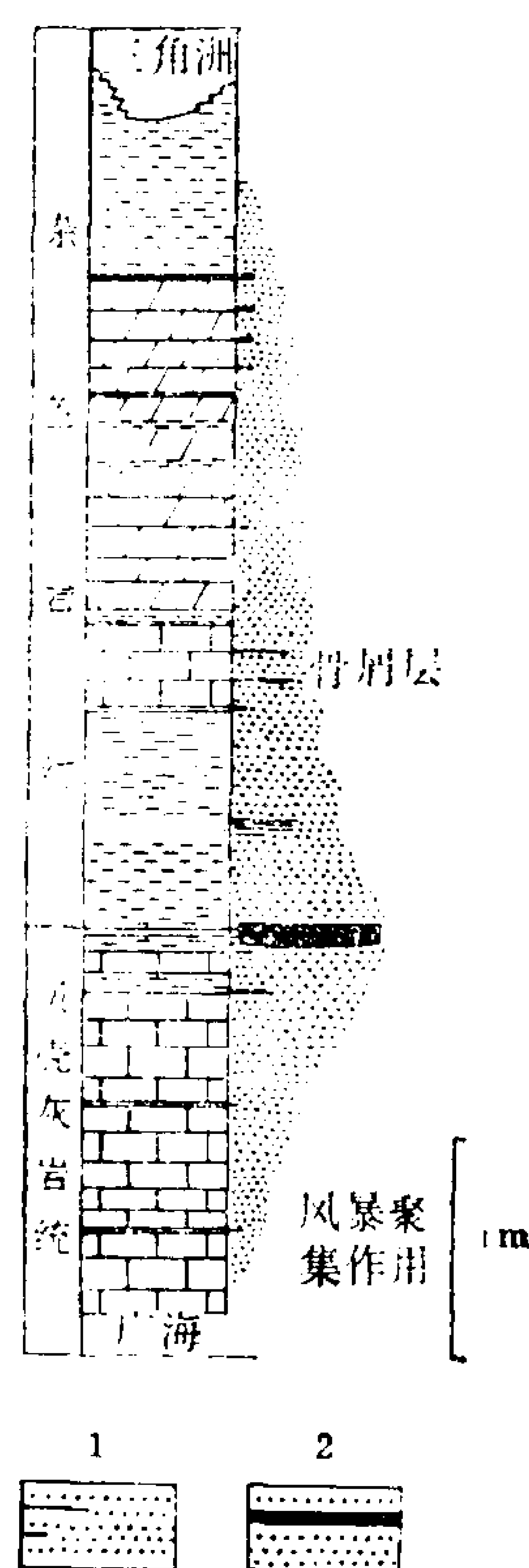


图 2-14　西德中三叠统盆地边缘相骨屑层

水平黑线代表骨屑层的层位，其长度表示横向稳定性。剖面上部灰岩少，陆源物质多；a—骨屑层的层位；b—颗粒骨屑层，面积60000km²，厚度30cm（据 Reif, 1982）

1）生物扰动：食淤泥生物近水平的细掘穴，不规则，可穿透泥质盖层。穴中填有骨屑层的砂。

2）板状节理：在泥质盖层中普遍，陡斜，间距2—5mm，与波痕脊平行。板状节理的形成，与泥质盖层较厚和上面泥岩覆盖有关。

3）脱水裂隙：泥质盖层的脱水裂隙宽几毫米，长几厘米。孔隙水压力使裂隙中挤入了骨屑层的砂。

单事件骨屑层的沉积构造虽比较简单，但其成分表明往往包含了以前事件的记录，但沉积物经过最后一次风暴的彻底改造。

2．多事件脊椎动物骨屑层

多事件层（multiple event bed）由能量递减的几个事件形成，每个事件都只剥蚀前一个事件沉积物的顶层，形成不完整的合并层。最后一次事件层虽薄但完整。在多事件骨屑层中，可以见到几种细层纹和完整旋回岩石类型的过渡。

层纹状岩层有时难以区分单个旋回，可能经过成岩作用改造之故。如克拉伊尔谢姆的脊椎动物骨屑层厚 15cm，在一些层纹中，双壳类碎片与脊椎动物骨屑互层。在泥质盖层被剥蚀处，上下骨屑层难以区分。上下骨屑层成粒级渐变，其间由不透水的粘土层分隔

时，压实和脱水作用形成包卷层理。布列塔赫的颗粒骨屑层保存 4 个完整旋回，有泥质盖层和板状节理。薄骨屑层的沉积构造较不发育。壳灰岩统和考依波统的其它骨屑层都薄，但可有局部加厚。如1.5cm厚的骨屑层中含石化砾石和软砾石、粒级层理和泥质盖层；5cm厚的骨屑层则包含2cm厚的泥质盖层，有粒级层理和粪粒聚集；20cm厚的骨屑层则很不成熟，含泥质多，还有大木片。

3．骨屑层的组分

除脊椎动物骨屑砂之外，沉积碎屑成分变化很大，包括泥晶灰岩、泥质、分选好的细石英砂、球粒、未固结和已石化的砾石、软体动物贝壳和碎片、介形虫、自生的海绿石和黄铁矿等。骨屑层的砾石中有内碎屑和外碎屑，最大直径 10cm，有些砾石上还包有 *Placunopsis* 的结壳。

脊椎动物的骨骼残骸有以下几类：

1）保存完好的骨骼碎片：未发现相连的骨骼。

2）脊椎动物砂：包括高度磨圆和分选的骨骼、牙齿、鳞和粪粒。包括下列两种环境反复交替：

a）在较静的水底沉积、埋葬并磷酸盐化。

b）受风暴作用重新沉积、磨蚀和破碎。

保存完好的脊椎动物化石，应当是在最后一次风暴期或此期前不久死亡的，被风暴混入沉积物中。

4．骨屑层的成熟度

骨屑层的成熟度表示其颗粒磨圆和分选的程度。骨屑层的成熟度一般高于贝壳质风暴沉积物，因脊椎动物化石的耐磨性和坚固性比贝壳强得多。

骨屑层的成熟度增加表现为：泥屑物质被冲出，石化砾石的圆度提高，石化的脊椎动物残体被破碎、磨蚀和分选。但当骨屑层过于成熟时，脊椎动物骨屑则被磨成细粉，终被溶解消失，成为普通的砂岩。成熟度最高的脊椎动物颗粒骨屑层，含分选好的石英砂60％以上，脊椎动物砂30％以上，平均粒径分别为 0.2mm和 0.4mm，其余成分主要是泥质和黄铁矿砂，可鉴定的脊椎动物化石极少。

5．骨屑层的厚度和近源程度

脊椎动物骨屑层的厚度变化很大，除颗粒骨屑层外，都因风暴的流水作用影响，成斑点状分布。

在盆地边缘的近源区，骨屑层的形成时间长，厚度大，其泥质被冲出，并且搬运到灰岩和泥岩沉积区；盆地内部的远源区骨屑层则很薄。因此骨屑层的厚度可以作为近源程度的指征。

骨屑层中所含的砾石圆度也可以指示近源程度。

此外，颗粒骨屑层中还含有石英砂岩体，厚度可达 5cm，长 120km，平行海岸，宽 40km以上，位于砾岩带向盆地一侧，与砾岩相距几公里处。

6．骨屑层的分类

单事件和多事件骨屑层的区别，只在于最后一次风暴是否最强，实际上是一个概率问题。

Aepler 和 Reif（1971）把脊椎动物骨屑层分为：

1）砂矿骨屑层：脊椎动物化石残体和粪粒聚集在古河道和曲流河道中。

2）海浸骨屑层：重的脊椎动物化石骨骼聚集在海浸砾岩层中。

3）聚集骨屑层：浅海底上的沉积速度急剧减小，使脊椎动物骨骼碎屑集中。

上述西德脊椎动物骨屑层与西欧和北美的其它骨屑层都属第3种，是由风暴聚集形成的。威尔士边缘地区的志留系上罗德洛统和当顿层的骨屑层形成于海退旋回中，位于三角洲砂岩层以下几米处。在罗德洛统的典型地点，脊椎动物骨屑层一般较薄，但该市镇博物馆的骨屑层标本除泥质盖层外还有5.5cm厚，上面有对称的波痕。美国中部中泥盆统的脊椎动物骨屑层可能也由风暴形成。

第四节 灰岩风暴层

一、引　言

达尔文和莱伊尔在上个世纪已经认识到生物对碳酸盐岩形成的作用。本世纪50年代以来，Folk（1959）和Dunham（1962）等的碳酸盐分类，Bathurst一系列文章和著作以及Wilson（1975）的著作，标志碳酸盐研究进入了新阶段。我国学者范嘉松（1979）、王英华等（1979）、杨成运（1987）和吴熙纯（1983）对碳酸盐岩及其形成环境的研究也取得了很多成果。但碳酸盐岩的一些特殊层理和构造的成因还有待查明。

Ager（1973）和Aigner（1977、1979）提出西德贝壳灰岩统上部的灰岩由风暴形成。Aigner（1982）和Tucker（1982）等、刘宝珺等（1986）和刘光华（1987）研究风暴事件对灰岩形成的作用，为碳酸盐岩的形成环境、古生态和成岩作用提供了新证据。

二、挪威前寒武系灰岩风暴层

1. 地　层

挪威南部前寒武系上部，比利组的粒级砂岩与薄层微晶灰岩和鳞片砂岩（flakestone，有人译为含片砾石砂岩）互层。其下伏地层为布劳吞组的盆地相硬砂岩浊流沉积，上覆地层则为灵组的河流相长石砂岩，产于文德期的迈尔夫组冰碛岩之下。

比利组在标准地点以薄层微晶灰岩为主，内碎屑灰岩夹层呈薄层和透镜状，偶夹2m厚的鳞片砂岩（图2-15）。

2. 砂岩层

以细粒石英砂岩为主，向上渐变为砂质粗粉砂岩。微晶灰岩内碎屑广见于砂岩层底部。砂粒级的圆形微晶球粒普遍。砂岩层有时含大量内碎屑，常成叠瓦状排列，层厚0.5—10cm，多数为1—5cm；底界清晰，常有小规模冲刷。砂岩层都有粒级分选层理，如上覆为泥岩则有负荷构造。交错层理普遍，以平行层纹的水平层理和单层系为主，也有波状层理。许多砂岩的平行层理被交错层覆盖，相当于鲍玛序列中的B，C层序。砂岩层顶部常有波痕（多数不对称），波峰直或曲，波长5—10cm，由水流或波浪形成，沉积物离岸后主要向北搬运，脱水形成变形和扭曲层理。

砂岩的面貌说明，砂周期地搬运到本区，由于流速变缓而沉积下来。砂岩的上下层序表明陆棚环境，加上水流离岸的方向，说明其由风暴浪涌引起的落潮流形成。现代风暴形

成的浪涌砂见于墨西哥湾和大西洋北海。风暴砂岩与碳酸盐岩互层的例子还见于挪威北部的奥陶系和苏格兰的前寒武系上部。砂岩层薄，没有波状交错层，顶部很少受波浪改造，说明沉积于正常波基面以下，接近风暴波基面。

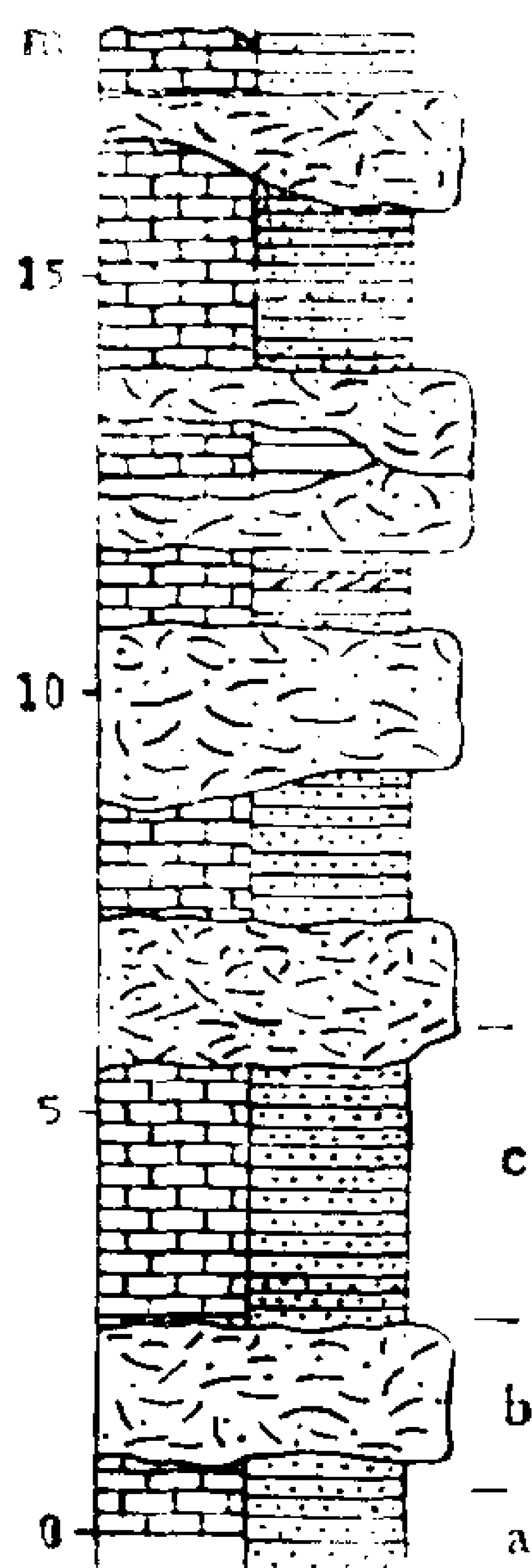


图 2-15 挪威斯帕拉格迈特盆地上前寒武系比利组的鳞片砂岩一层状微晶灰岩一砂岩地层相变示意图
a—下伏岩层；b—厚层鳞片砂岩；c—薄层微晶灰岩与粒级分选砂岩互层，夹鳞片砂岩透镜体
（据Tucker，1982）

3．微晶灰岩层

微晶灰岩一般成平坦薄层，0.5—3cm厚。微晶灰岩层之间夹几毫米的泥岩，或由泥岩向上递变成微晶灰岩。有些灰岩层与贫石英和富石英粉砂层相交互，成模糊的水平层纹。单独的交错层也常见。有趣的是微晶灰岩充填砂层顶部波痕的槽，属于静水沉积。

微晶灰岩层中的内碎屑普遍成薄层和透镜体。内碎屑形状特殊，在切面中成直角；较厚的内碎屑末端常有 90° 凹入角，节理横切内部层纹。互相平行的垂直裂隙近似干裂，切穿一些微晶灰岩层。砂岩层之下的微晶灰岩节理特别发育，砂质充填，这些节理类似张断裂或假泥裂，常因海底沉积物蠕变形成（Pfeil and Read, 1980）。

微晶灰岩层被风暴砂岩所覆盖时，其侧方先变成角砾状，然后全部被剥蚀尖灭。有些微晶灰岩的末端之下，局部出现上覆岩层的砂粒，显示此灰岩层之下的沉积物开始被波浪掏蚀。

风暴砂岩与微晶灰岩的互层说明，微晶灰岩沉积于潮下带，接近于正常波基面。内碎屑由风暴破坏海底表面的微晶灰岩层形成，表明微晶灰岩已部分经海底胶结作用石化，形成了表面结壳和坚硬底质。

4．厚层鳞片砂岩层

此层中鳞片砾石的成分是微晶灰岩内碎屑，泥砂和微晶灰岩构成基质。该层常由内碎屑混杂堆积而成，有些则包含几个层段，粒径各异。鳞片砂岩层的底界很不规则，或者成透镜状出现。

鳞片砂岩形成于主要潮汐沟道的潮下部分——风暴浪涌沟道或波痕沟道，其沉积物来自风暴产生的岩屑流。

上述瑞典前寒武系比利组的例子说明，根据风暴沉积的砂岩，可以说明共生的灰岩的沉积环境。以成层微晶灰岩构成的内碎屑，则由风暴破坏成岩作用固化的微晶灰岩表层形成。前寒武系地层中大化石极少发现，因而风暴作用的研究对于分析相和古地理环境更加重要。

三、西德中三叠统贝壳灰岩风暴层

1．概述

中三叠统的贝壳灰岩是在陆表海形成的碳酸盐岩地层，代表西德盆地的海侵。其东南方为潮间带砂岩，成北东—南西向分布。由砂岩带向西北方的海盆，先出现棘皮动物或贝壳相（局部为鲕粒滩），然后是较广海的稳定石灰岩与泥灰岩互层，即所谓的“唱片层”（Tonplatten）。

西德西南部的贝壳灰岩上部，以风暴层为主，由底到顶显示由近岸到远岸相的规律性变化。

2．岩相特征

（1）岩性 上贝壳灰岩组包括砾屑灰岩、砂屑灰岩和泥屑灰岩，还有泥粒灰岩、泥岩、粒泥灰岩和颗粒灰岩。

灰岩的碎屑成分主要是软体动物和腕足动物壳，偶含脊椎动物骨骼；泥屑灰岩中还有小化石。内碎屑常来自相邻的层。外碎屑包括粉砂岩或细砂岩和“黑砾石”，普遍出现于比较厚的灰岩层中。岩屑一般呈次棱角状，粒径几毫米，到陆缘区可达40×50×5cm。

灰岩层厚度小于几十厘米，层理规则，但可能有许多合壁（amalgamation）现象，与风暴作用有关。许多风暴层下面粘有几厘米厚的微亮晶灰岩。

（2）单个岩层的典型层序

1）岩层的下界截然，有侵蚀，其标志为大型冲刷槽（可达几米宽，20cm深）、沟槽和工具模，但常被结壳的下伏岩层所隐蔽。

2）中部的灰岩层主要有三种层序类型：

（i）岩屑和生物碎屑构成粗分选的粒级层理；

（ii）底部为贝壳层，主体部分则由泥屑灰岩构成粗细相间的层纹状沉积物；

（iii）只有层纹状的泥屑灰岩。生物碎屑的分异程度不同。贝壳可以相互重叠、不定向排列或凸面向下，多数平行于层面排列。

上述层序中有水平层理、低角度交错层理、丘状交错层理和波痕层理，还有些波痕迁移层理。

3）岩层顶部有4种基本类型：

（i）向上覆的泥灰岩成粒级过渡；

（ii）有原生的流水定向构造；

（iii）形成坚硬底质；

（iv）有波痕：波高1—10cm，砂屑和砾屑灰岩的波长60—100cm，泥屑灰岩波长7—15cm。波痕的形态和内部构造常不对称，波峰走向与古海岸线平行或近于平行。

3．生物相

（1）剥蚀层底部 有时具有*Glossifungites*及*Talassinoides*的钻孔。砾石和经过改造的较大板状物一般集中于岩层底部附近，其上下两面常有不同生物集群的结壳。

（2）贝壳灰岩内部 动物群有两种极端情况：

1）软底质共生组合 以掘穴生物、表生双壳类、掘足类和腹足类占优势，如*Myophoria*，*Pseudocorbula*，*Hoernesia*，*Entolium*，*Entalis*和*Omphaloptycha*等。但钻穴深的双壳类*Pleuromya*在贝壳盖层中少见，而泥灰岩夹层中最丰富。

2）混合动物群 除软底质生物之外，还有表生穿孔贝类*Lima*、海扇类和表生结壳动物如*Enantiostreon*和*Placunopsis*等共生。

（3）顶层位 可以区分三种生物状况：

1）顶部有生物扰动和横蹼钻穴（spreite）穿孔，如*Rhizocorallium*和*Teichichnus*。生物扰动向下减少，多数止于下方的贝壳灰岩的顶面。

2）表生双壳类如 *Lima* 和海扇类有些保持生活方位，还有腕足动物集群于岩层的表面上。

3）坚硬底质 被钻孔生物钻孔，其表面上则有*Enantiostreon*和 *Placunopsis* 形成结壳。

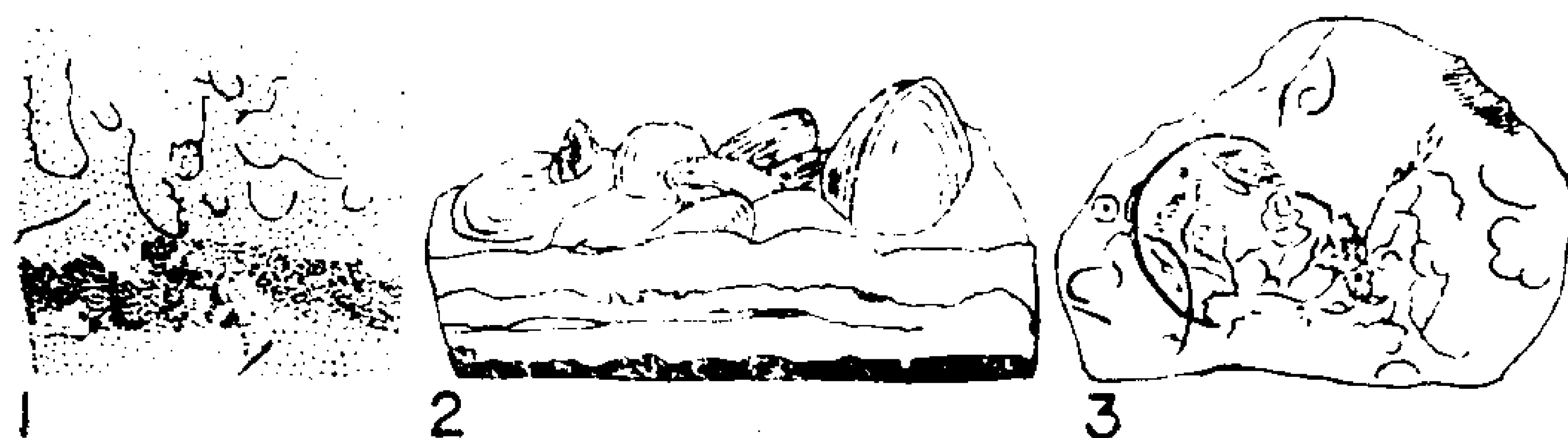


图 2-16 贝壳灰岩上部风暴后动物生态

1—软底质上的*Teichichnus*掘穴。2—坚固底质上群居的*Lima*和*Pecten*。3—坚硬底质，牡蛎等形成结壳（据Aigner，1982）

4．风暴作用

（1）沉积环境 灰岩风暴层富含贝壳碎屑，说明其沉积在波基面之下，偶然受风暴扰动。但贝壳灰岩动物群的面貌表明其属于陆棚环境。

许多岩层横向稳定地延伸几公里，代表沉积地形比较平坦，向盆地中心缓倾。

（2）风暴事件的间隔 Wagner（1936）根据*Placunopsis*的生长速度推测，贝壳灰岩每2.5万年增厚1m。如估计贝壳灰岩（200m厚）的形成时间为1千万年，则每5万年增厚1m。每米灰岩中一般有5—10个风暴。按照以上两种估计，各次风暴的间隔为2,500—5,000年或者5,000—10,000年。Goldring和Langenstrassen（1979）估计，泥盆纪的席状砂岩每400—2,000年发生一次风暴事件。Ager（1973）则估计现代的墨西哥湾任一地点，每3,000年发生一次飓风的概率为95%。Brenchley等（1979）认为，奥陶纪的风暴砂岩大致有10,000到15,000年的间隔。上述估计都和贝壳灰岩风暴层一致。但现代北海的大风暴周期为20—50年（Reineck等，1968），比上述各值频繁得多。然而在地层中难于区分出每一次较弱的风暴。

（3）风暴的性质 可以由风暴层的层理和构造说明。贝壳灰岩中有几种层理类似鲍玛序列，可以说明风暴作用，如由底部的贝壳蚀余堆积—中部水平层理—顶部波痕层理、平行和低角度层纹—包卷层理、粒级层理泥粒灰岩—轻微包卷的平坦层理和波状层理等。示顶底构造和颗粒遮蔽的斑块说明，风暴波浪有漂选作用。丘状交错层理代表在正常波基面以下，受风暴影响的重力流的特征。与水流有关的构造有水流线理和贝壳的横向搬运等，但水流波痕层理极少。

贝壳灰岩的沟槽铸型与海岸线平行；摆动波痕则显示向岸或离岸的风和波浪。盆地内部的风暴沉积指示向北西的离岸流，补偿风暴潮的水流。

（4）近源性 现代风暴作用的效果向较深的远岸方向明显减弱。层理形态也随近源程度而变化。

在贝壳灰岩的风暴沉积中，近源沉积层较厚，以生物碎屑为主的粗粒砾屑灰岩则常形

成组合的和合壁的多事件层；远源风暴层则较薄，常为以泥质为主的单事件层，多数是泥屑灰岩。详细的岩层对比表明，块状的粗粒砾屑灰岩确实横向过渡为薄层较细粒的砾屑灰岩、砂屑灰岩和泥屑灰岩，同时生物碎屑的含量下降，沉积构造变化（图2-17）（远源区的古水流根据沟槽铸型推测）。

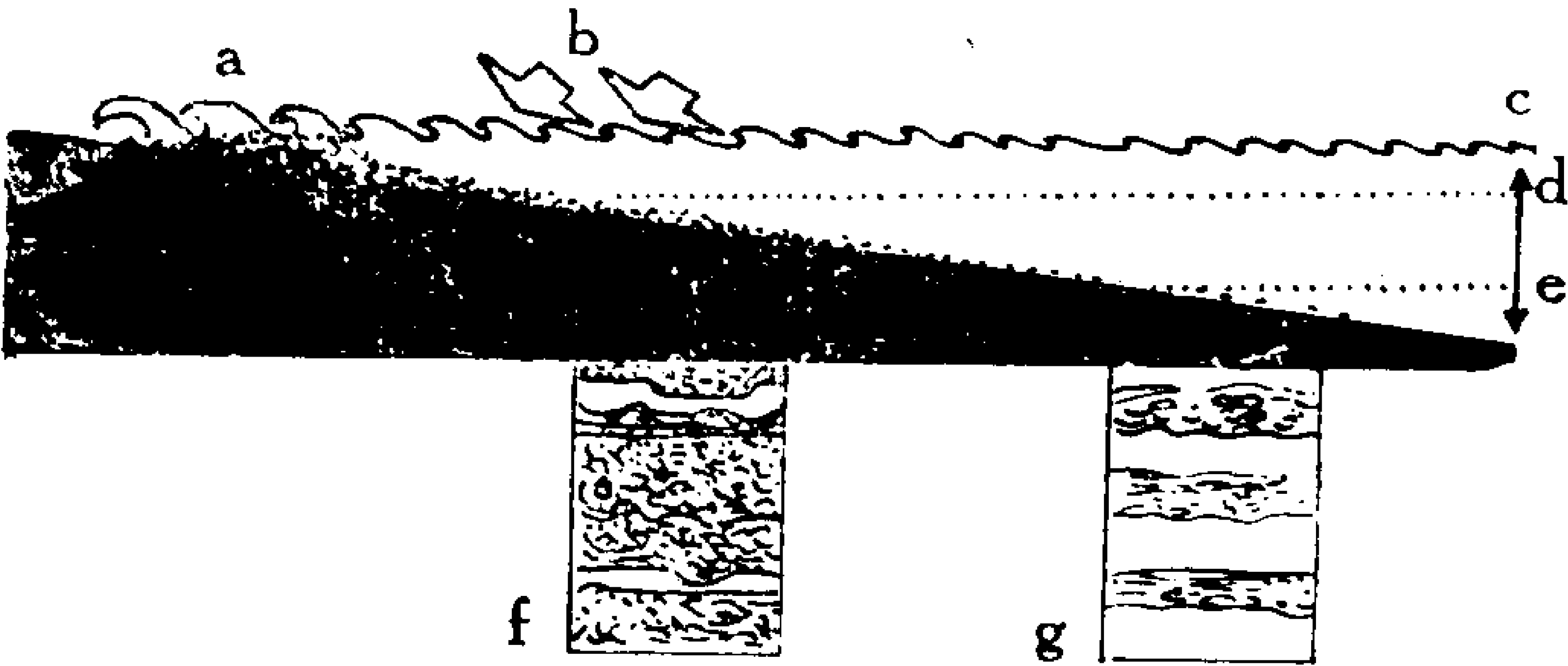


图 2-17　贝壳灰岩中风暴岩的近源性示意图
a—近岸；b—风暴；c—远岸；d—波基面；e—风暴波基面；f—近源风暴岩；g—远源风暴岩（水深几十米，水平距离几十公里）
（据Aigner，1982）

表 2-4　风暴岩的近、远源性特征比较

	近源风暴岩	远源风暴岩
沉积相	生物碎屑为主	泥屑为主
古水流方向	垂直古海岸	平行古海岸
底质	沟槽状	压实底质
沉积物颗粒	较粗，砂质较多	较细，泥质为主
内碎屑	内碎屑较多	外碎屑增多
合并层效应	较多	很少
层厚	较厚	较薄

Vollrath（1955）根据测井记录，用计算机得出风暴作用频率图，表明沉积等厚度图和“等风暴沉积图”有相关性：剖面中时限相同的部分，“近源层”（Schalentrümmer-kalke）的数量由盆地边缘向盆地中心减少。但这种关系可能过于简化了，因为详细剖面资料说明，一个厚的近源风暴层向盆地中心方向可以分裂成几个较薄的远源风暴层。这说明许多近源风暴层实际是复合的多事件层，可以成为远源风暴层的物质来源。分析风暴层的近源性变化，有助于认识以风暴作用为主的陆棚环境的垂直和水平岩相序列，了解古海水深度。

四、英国石炭系灰岩风暴层

英格兰南部狄南统的薄层灰岩与玄武凝灰岩互层。薄层灰岩的粒级层理、生物扰动和波痕，加上贝壳层中的生物扰动，说明这些薄层灰岩为风暴层与好天气层互层。Jeffery和Aigner（1982）认为风暴是狄南期岩相的主要因素。

1．灰岩为主的分层

粉屑灰岩和泥屑灰岩都含不等量的细粒火山碎屑。粉屑灰岩层有对称波痕，常有复杂

的内交错层，局部受到生物扰动；泥屑灰岩层分隔粉屑灰岩层，并填充其交错层的凹槽，使粉屑灰岩层下界平坦，界线清晰。第10层的红色泥屑灰岩有清晰的皱痕（wrinkle-marks），类似鲕状灰岩的波状层理。负荷铸模、火焰状构造、很小的倾伏交错层和遗迹化石（如*Rhizocorallium*, *Monocraterion*, *Diplocraterion*, *Skolithos* 和 *Teichichnus* 等），代表迅速沉积和冲刷事件与平静期交替出现。风暴平静期形成含贝壳蚀余堆积的强生物扰动层。

灰岩分层具有风暴层的面貌。好天气时，生物在泥底质上集群生长，可以使波痕层理受生物扰动；风暴卷起海底的细粒沉积物和小贝壳，大贝壳则集中成为蚀余堆积。风暴后，悬浮物沉积成粒级分选层理和贝壳层，其成因类似席状砂岩。

2．火山灰为主的分层

许多几十厘米厚的火山灰层带组成韵律层，向上颗粒变细。每个带内有一些粒级分选条带，有时具有粒级交错层理。较厚的火山灰层带顶部有薄泥晶灰岩、燧石化灰岩的夹层或者扁平的透镜体。

粒级分选层理火山灰或火山砾岩，大部分由悬浮态沉积下来，少数由好天气和风暴交替形成。火山碎屑物来自西面和西南面的玄武质碎屑岩杂岩体，是波浪和水流从熔岩质的海岸剥蚀下来的。各粒级分选层顶部的薄层泥晶灰岩夹层和透镜体，原先为与火山沉积物同时搅起的碳酸盐质淤泥，但因比重较小而最后沉积。较厚的火山灰层则沉积得比较迅速，因其火山作用和风暴较强，碎屑物增多。

3．海百合颗粒灰岩盖层

以海百合为主的化石碎片受到强烈剥蚀和分选，平均粒径0.5mm，少数为2mm。床板珊瑚如*Michelinia*有时保持生活位置。

海百合颗粒灰岩的层理有复杂交错层、槽状交错层和两种不同大小的板状交错层，有些单元的上部受到生物扰动。明显的视倾斜都是双向的，表明原生沉积物形成砂丘和砂坡。生物扰动说明沉积作用有间歇。

组成交错层的生物亮晶灰岩单元上下界线分明，覆有原生的生物泥晶灰岩并横向过渡为生物泥晶灰岩，只能用风暴成因解释。

上述海百合生物亮晶灰岩，可以和苏格兰西部前寒武系朱拉石英砂岩中的"充填砂岩（blanket sandstone）"类比（Anderson，1975）。Klein（1970）认为，复合砂丘是爬升砂丘，在霍普的中部与砾岩层和弱沟道构造共生，符合充填砂岩相的特征。风暴以后，泥质沉积作用回到含砾砂岩区，碳酸盐岩的类似物则为含砾生物亮晶灰岩。一些风暴单元组成厚的充填砂岩——风暴后沉积的淤泥在后一层沉积前被簸扬掉，产生合并层效应。

总之，识别风暴层，并用粉砂屑沉积作用来解释英国和西欧石炭纪灰岩地层的形成，为分析古地理和海盆状况提供了依据。

五、四川南部下二叠统灰岩风暴层

我国学者刘宝珺等（1986）在四川南部兴文县四龙下二叠统碳酸盐岩中发现了多层风暴岩和风暴流沉积，详细研究了其标志特征、类型、沉积序列和形成机制。

下二叠统栖霞组灰岩段和茅口组灰岩在四川盆地广泛分布，岩性稳定，厚70—800m，主要为灰色、黑灰色泥晶灰岩、泥晶生物碎屑灰岩和生物碎屑泥晶灰岩。风暴岩广见于四

川盆地的兴文、乐山、理县、绵竹、广元等县，而以兴文县四龙的风暴岩发育最好。

1. 风暴岩特征

四龙剖面的下二叠统灰岩与中志留统韩家店组和上二叠统龙潭煤系皆为平行不整合接触。栖霞组顶部有8层灰岩风暴岩，每层风暴岩厚0.3—8m，包括多个风暴岩层序。

（1）底面特征 风暴高峰期多向性的涡流对海底沉积物冲刷、掏蚀和改造，形成突变的底界和底部侵蚀充填构造，如袋形地、沟槽铸型和直立洞穴等。

四龙剖面风暴岩的底部构造有箱状、沟状、波状和微波状（图2-18）。其内有两种充填物：第一种充填物下部为粗至细粒生物碎屑和灰泥基质，厚10—20m，为风暴前期沉积物。向上生物碎屑变粗，大小由几厘米到10cm，是风暴高峰期的产物（图2-18,1）。第二种充填物突变的界面上则是粗粒生物碎屑，无定向排列，向上变细，为准原地堆积（图2-18,2）。图2-18,3介于上两种类型之间，充填物的颗粒和灰泥杂乱分布，上部为块状层，属于密度流沉积。

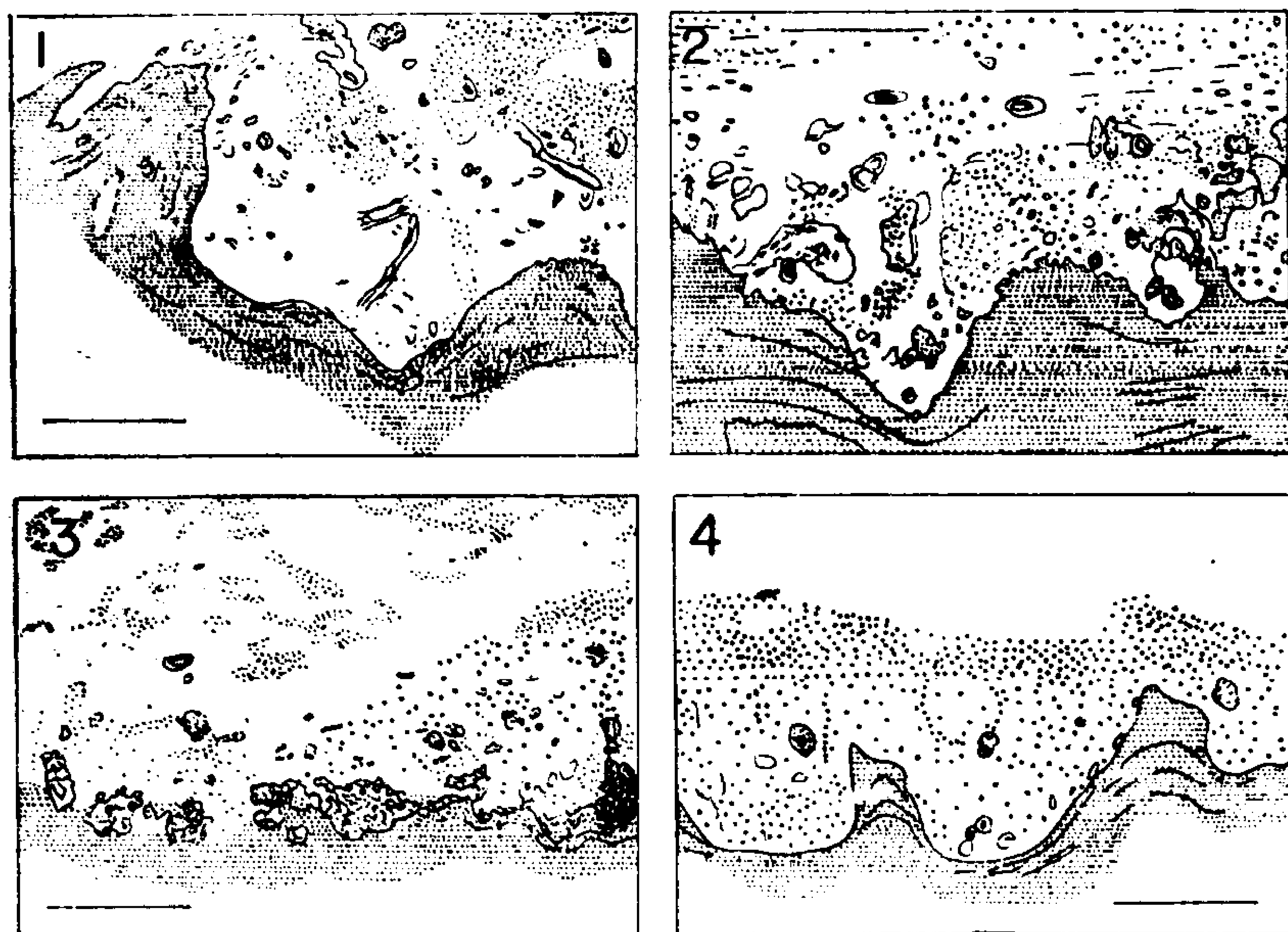


图 2-18 四川兴文四龙下二叠统碳酸盐岩风暴岩的底面特征
1—箱状；2—沟状；3—微波状；4—波动。水平线长20cm
（据刘宝珺等，1986）

（2）粒级分选层和块状层 四龙剖面最常见的是正粒级分选层理，厚几到几十厘米，颗粒主要是完整的生物碎屑、贝壳和少量泥屑。粒级分选层理为风暴衰减期沉积的悬浮颗粒。

块状层则为风暴密度流悬浮颗粒快速堆积形成的沉积构造。生物碎屑颗粒块状层分布在风暴层下部或粒级分选层以下，代表风暴高峰期风速和表面波稳定，或处于风暴中心；细粒灰泥堆积则在风暴层上部，代表风暴后期或外陆棚沉积。

（3）丘状交错层理 近年来才确定是风暴沉积的特殊构造，由风暴波浪将海底砂层塑造成孤立的丘状和凹状表面。在剖面上层理成缓起伏的发散和收敛状。四龙剖面的丘状交错层理广见于栖霞组下部和茅口组中上部灰岩，层系厚几到20cm，长几十到200cm，上

下部过渡为平行层理（图2-19）。

（4）风暴后期沉积构造 软底质、坚固底质和坚硬底质代表风暴停息后的水下暴露。

软底质在风暴岩中上部的灰泥和细粒块状层中，有大量生物休息迹和逃逸钻穴。生物掘穴则代表好天气环境下灰泥沉积后食淤泥的生物大量繁殖。

坚固底质主要由软泥底质生长的腕足动物形成。腕足动物被风暴风浪搅动后，贝壳完整地铺在海底上，凸面向上和尖端向下随机排列，代表风暴后的水下暴露期。

坚硬底质经过成岩固化。生物碎屑泥晶灰岩内有平行排列的荷叶藻，是覆盖在软泥底质上原地生长的。荷叶藻以下为向上变粗的逆粒级层理，其上则为正粒级层理，说明水流状态改变。荷叶藻上部类似竹叶状灰岩的碎屑，是成岩固结后又经风暴波浪打碎的藻体。

（5）风暴岩的岩石结构和生物组合 风暴岩的特殊岩石结构是碎屑颗粒和灰泥基质成杂基支撑，构成生物碎屑泥晶灰岩和泥晶生物碎屑灰岩，常见显微渗滤砂和示底构造。碎屑颗粒约占30—70%，以生物碎屑为主，内碎屑和陆源碎屑很少。生物碎屑种类很多，有腹足类、腕足类、双壳类、海绵、复体珊瑚、单体珊瑚、䗴、有孔虫、海百合、苔藓动物、红藻和绿藻等，代表正常盐度的广海生物组合。

生物贝壳较完整，双壳类的壳随机分布，大珊瑚复体达到几十厘米，有原地生长和经过搬运或倒卧的。䗴有底栖和浮游种类混生。上述特征代表正常浅海的密度流沉积。

此外，茅口组下部的生物碎屑泥晶灰岩泄水构造发育，常出现在碳酸盐岩内不规则灰岩块体周围（图2-20）。其间的基质为富有机质的灰泥，泄水沟呈楔形，尖端指向石灰岩

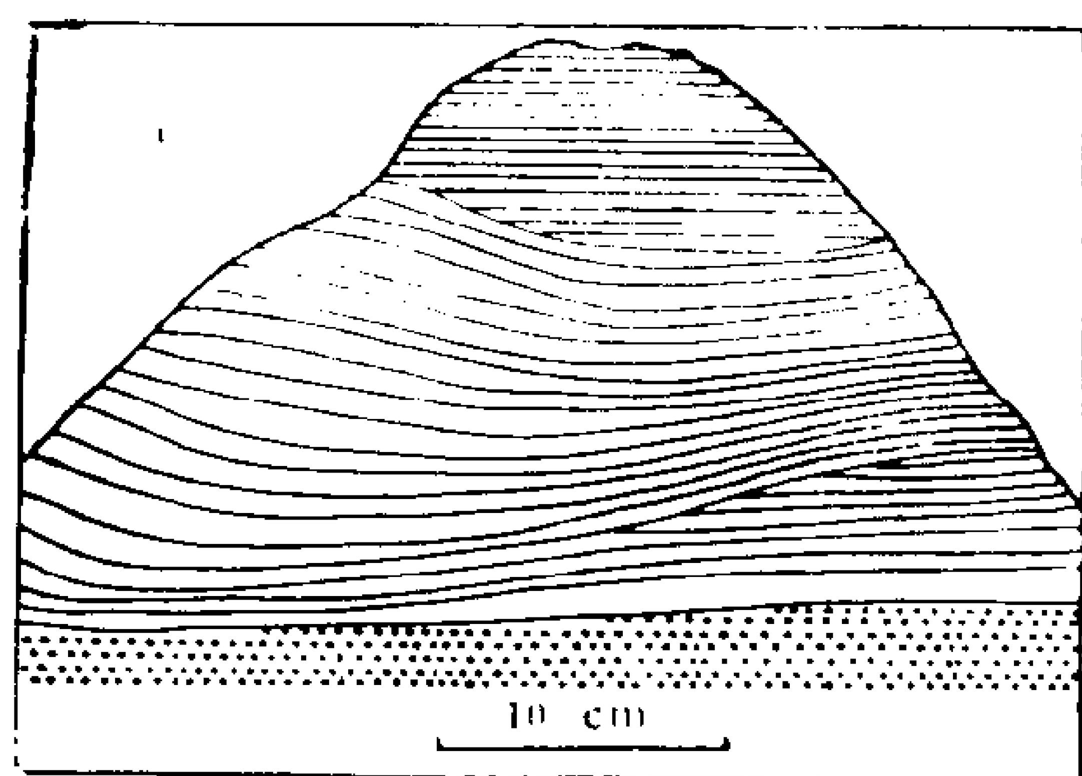


图 2-19 四龙栖霞组灰岩的丘状交错层理
（据刘宝珺等，1986）

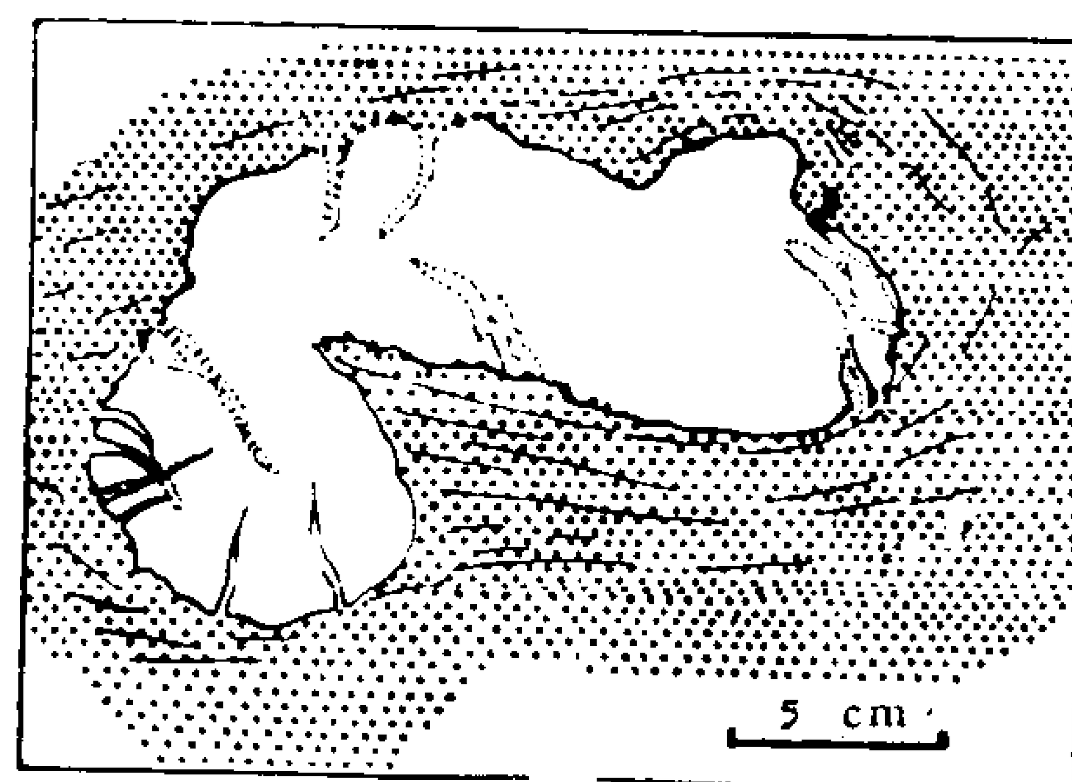


图 2-20 四龙剖面茅口组生物碎屑泥晶灰岩中的泄水构造
（据刘宝珺等，1986）

中心。这是碳酸盐岩中生物腐解产生的腐植酸所造成的差异酸溶现象。

差异酸溶和压溶作用使石灰岩呈云斑状、豹皮状和眼球状构造，普遍出现于栖霞组中部和茅口组上部泥晶灰岩中。灰岩层底部的显微波状印模沿走向延伸几十厘米或几米，区域上稳定，成为对比的标志层。

2. 风暴岩的沉积层序

（1）理想的风暴岩层序 除底部侵蚀面外，还包括粒级分选层理（A段）、块状层理（B段）、丘状交错层理（C段）、水平层理（D段）、弱浪成沙纹交错层理（E段）、和泥岩分层（F段）等6部分。

完整的灰岩风暴岩层厚约几十厘米—1m。在9.8m厚的岩层中可见到18层风暴岩。

(2) 风暴岩的剖面结构 四龙剖面下二叠统灰岩风暴岩有下列7种结构类型（图2-21）。

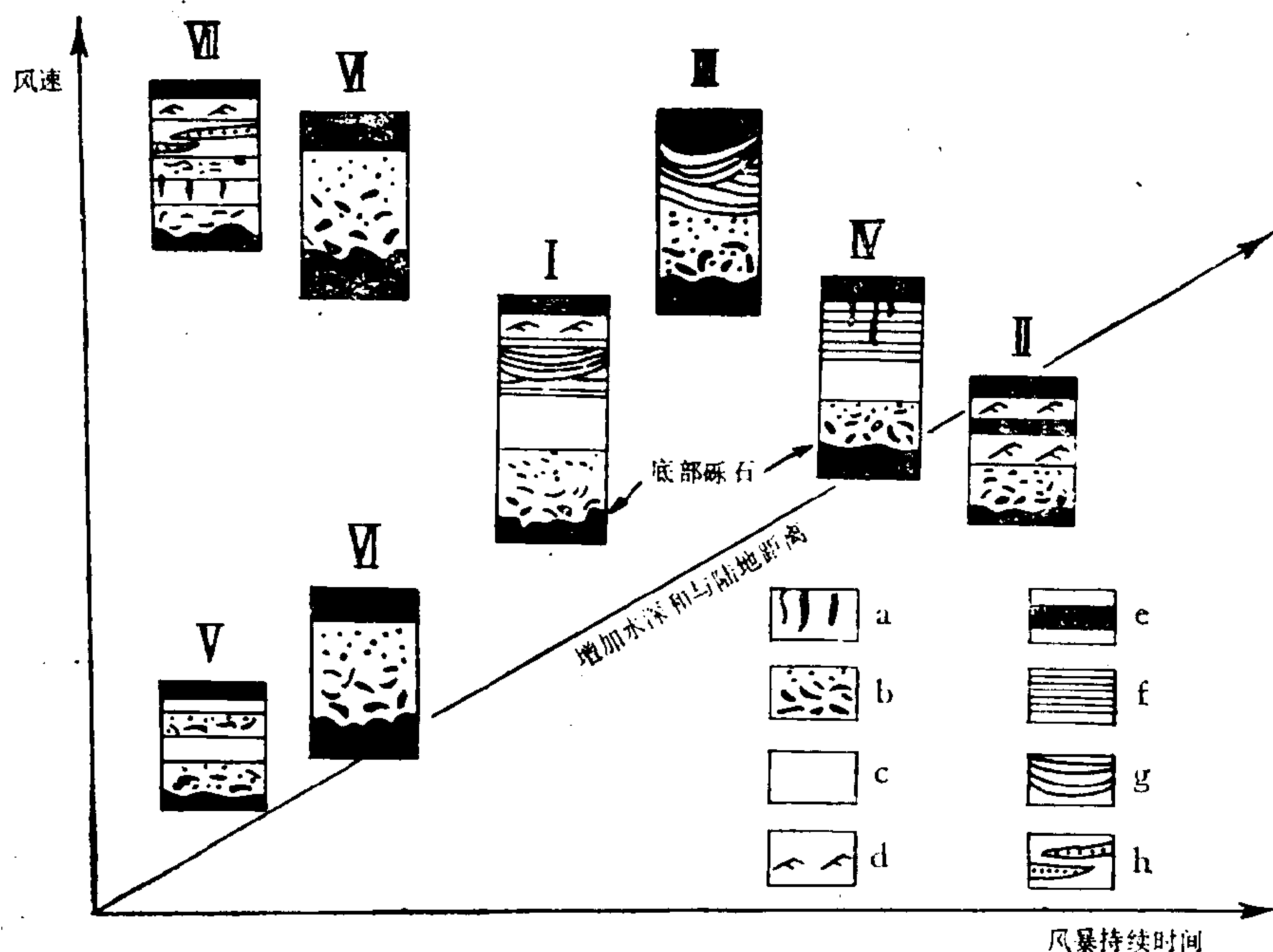


图 2-21 四龙剖面下三叠统灰岩风暴岩的剖面结构类型和水动力模式图（三维空间）
a—生物钻孔；b—粒级分选层理；c—块状层理；d—沙纹层理；e—泥岩段；f—水平层理；g—丘状交错层理；h—荷叶藻灰岩
（据刘宝珺等，1986）

Ⅰ型剖面代表完整的风暴剖面，如茅口组下部22—25层，厚度 60—80cm，底面呈波形和微波形，粒级分选层理 b 段和块状层理 c 段厚度小于丘状交错层理 g 段和水平层理 f 段。上部富含有机质和泥质，说明风暴的能量较低，风暴高峰期持续时间较短而衰减期和停息期长，代表典型的中陆棚环境。

Ⅱ型和Ⅲ型的风暴岩剖面结构不完整，缺少块状层理 c 段和水平层理 5 段，广见于栖霞组下部和茅口组顶部灰岩中。风暴层厚度0.5—1m，最厚可达1.5m。Ⅱ型剖面的波纹和砂纹交错层发育，代表距岸较远，风暴较强和持续时间较长的陆棚条件；Ⅲ型剖面的丘状起伏交错层理发育，条件同Ⅱ型但为距岸较近的陆棚。

Ⅳ型和Ⅴ型风暴岩剖面缺失上部的丘状交错层理 g 段和沙纹层理 d 段，或缺失 g，f 和 d 段，并且b段和 c 段的厚度大于 f 段，其底部常可见到箱形、沟形、波形和不规则状等多种底面构造组合，代表陆棚近岸一侧，接近于好天气波基面的近源风暴岩。

Ⅵ型风暴岩底部有箱状和沟状印模，向上只有b段粒级层。生物碎屑粗大，有正粒级层序，“底部砾石”堆积普遍，向上为生物碎屑或含生物碎屑泥晶灰岩。此型缺少沙纹层理和水平层理段，代表典型的近源风暴岩。

Ⅶ型风暴岩的g—f段被荷叶藻灰岩所代替。剖面底部为波状冲刷面，粒级分选层理b段之上为块状层理 c 段；其上又出现了逆粒级层理b段，再上覆有含荷叶藻灰岩 h 段，然后是水平层理 f 段，有时略显沙纹层理。

荷叶藻生长于水体较浅的宁静环境，代表水下暴露的风暴沉积间歇期。荷叶藻层 h 之下的部分代表陆棚近岸部分风暴持续时间较短而风速较大条件下的沉积物；层 h 之上则为又一次风暴的重力流沉积。荷叶藻片大致平行层面排列，但有弯曲、褶皱和折断撕裂现象，有时围绕经过搬运的复体珊瑚生长，代表较长期水下暴露和沉积间断。

（3）**四龙剖面下二叠统风暴沉积的特征和模式** 见表2-5。

表 2-5 四龙剖面下二叠统风暴岩特征和环境

（据刘宝珺等，1986）

	临滨带	内陆棚	中陆棚	外陆棚	斜坡
底部砾石	有	有	缺	缺	无
沉积构造	复合的丘状、凹状交错层理，低角度平行层理	长波长的丘状交错层理，平行层理	短波长的丘状交错层理、平行层理	水平层理	水平层理
沙纹层理	无	较厚	薄	少	
组构	无杂基	中等含量的泥质杂基		富泥	富泥
粒级分选层理	可能有逆粒级层理	逆或正粒级层理	正粒级层理	不明显的正粒级层理	
生物扰动	少到无	弱	弱—中等	强烈	少
风暴砂/好天气泥	极高	高	中等	很低	
风暴岩性质		← 近源风暴岩 →|←远源风暴岩→			
四龙剖面位置			←四龙 P_1 剖面→		

四龙剖面的下二叠统碳酸盐风暴岩的特征，一是没有复合状丘状交错层理，二是底部侵蚀面上很少滞留的粗碎屑堆积，因此它不是临滨带的沉积。因为外陆棚风暴波浪有侵蚀作用内陆棚风暴波浪没有侵蚀作用，刘宝珺等（1986）认为四川兴文下二叠统风暴岩主要沉积在中陆棚。从剖面结构来看，沙纹层和泥质层很少，以粒级分选层和块状层为主，属近源风暴岩。风暴岩的碎屑颗粒以砂粒级的生物碎屑和贝壳为主，常含小型单体珊瑚和少数较大的珊瑚复体，生物扰动普遍但不丰富，似沉积于中陆棚的近岸部分。无水道充填构造，不属风暴重力流的远距离搬运沉积物。而是风浪扰动的悬浮沉积物经短距离搬运再沉积。四龙剖面碳酸盐风暴岩形成于海平面以下约20—60m范围内。

四龙风暴岩的剖面结构和层序与风暴的风速、风暴时间长短、水深和风暴作用点与陆地距离等因素有关。风速加大时，风暴岩粒级分选层加厚，水平层理和丘状交错层理的层序增加，但沙纹层理减薄；风暴的持续时间加长，风暴层的厚度增加；由内陆棚向外陆棚的水深增加，风暴层的厚度和粒级分选层厚度减薄，沙纹层理和上面的水平层理成为主要沉积单元。图 2-21 中，Ⅰ型完整的风暴岩应位于中陆棚，风暴的风速和持续时间中等。Ⅴ型、Ⅵ型和Ⅶ型的风暴层剖面，厚度薄，以粒级分选层理和块状层理为主，底部冲刷面

呈沟状和箱状，代表近源和风速大的特征。Ⅱ型和Ⅳ型风暴层的底面呈波状，粒级层的厚度小于沙纹层理和水平层理的厚度，并且没有丘状交错层理，代表较远源的风暴层沉积。

六、河南禹县上石炭统灰岩风暴层

1. 概况

禹县大风口的上石炭统太源组分为三段：下部灰岩段厚约 20m，中部砂泥岩段约25m，上部灰岩段约15m。刘光华（1987）研究太原组的石灰岩风暴岩时，建立了个遗迹化石系列，归纳出 4 种风暴岩类型。他在灰岩中划分出十余个风暴层，以泥晶灰岩和含生物碎屑泥晶灰岩为主，含大量保存完好的䗴、海百合茎、腕足类化石和以螺旋迹（*Zoophycus*）为主的遗迹化石组合，反映位于好天气波基面以下的沉积环境。

2. 风暴层的沉积特征

（1）风暴早期的侵蚀和改造

1）风暴层底部的冲刷面：凹凸不平，由粗碎屑物层显示，可见海百合茎、䗴、腕足类等化石碎片、内碎屑冲填的沟槽铸型和袋形地等。

2）滞留沉积分层：为0.5—3cm厚的贝壳和内碎屑层，有两种组构。一种是腕足类等贝壳和扁长的内碎屑成旋涡形和弧形组构，细粒基质较多，部分贝壳直立或凹面向上，成团分布，代表以摆动为主的突发性风暴沉积；另一种组构以生物碎片和内碎屑为主，腕足类多凸面向上，平行层面分布，贝壳层呈薄层状，延伸较远，说明风暴浪作用时间较长。上述组构特征是风暴成因的一项重要标志。

（2）风暴沉积成因标志

1）粒级分选层理分层：位于冲刷面之上，由䗴和腕足类等化石碎屑和内碎屑颗粒显示，厚度一般为几厘米。粒级分选层理分层的成因，目前有两种解释。Aigner（1982）认为是由风暴摆动的波浪对沉积物的簸选和差异悬浮作用造成；Noward 和 Neslon（1983）则认为是由风暴退潮流产生的向海流动的密度流形成，其向海流动的距离可达几十公里。

2）水平层理分层：生物碎屑灰岩位于粒级分选层理分层之上，厚约 2—5cm。此种分层代表高能条件，有时为不显层理的生物碎屑层，或称块状层。

3）丘状交错层理分层：位于水平层理分层之上的砂屑灰岩或生物碎屑泥晶灰岩，具有不同规模大小的丘状交错层理和槽状交错层理（swale cross-stratification），二者是风暴作用的标志。

4）浪成波纹分层：也由砂屑灰岩或生物碎屑灰岩分层构成，与下伏的丘状交错层过渡。波纹层有对称的浪成波痕。

5）泥岩分层：以泥晶灰岩为主，生物扰动强烈，代表风暴后期和好天气条件下的低能悬浮细碎屑物的缓慢沉积。

（3）生物成因的标志 主要是生物遗迹化石，多见于风暴层的上部。丘状交错层理分层中局部可见生物掘穴。

浪成波纹分层和泥岩分层中的遗迹化石丰富，由下而上可分为 4 个带：a 带生物活动较弱，偶见较短的垂直潜穴，b带生物扰动增强，有较多的垂直潜穴和少量倾斜潜穴；c 带生物扰动强，出现大量倾斜潜穴的*Cruziana* 相遗迹；d带为大量觅食迹，如螺旋迹。a—c 带属风暴沉积末期，风浪搅动使海水下部含氧增加，滤食性底栖生物繁盛造成掘穴；d

带风暴停息，水中含氧和悬浮物减少，沉积物中有机质含量增多，食腐泥生物出现，留下觅食迹Zoophycus。灰质淤泥层中的掘穴生物被风暴掩埋后留下逃逸迹。

本区风暴岩顶部也可见到软底质、坚固底质和坚硬底质，代表小沉积间断。

3．风暴岩层序类型

禹县大风口的碳酸盐风暴岩属近源沉积，风暴层序多不完全。刘光华（1987）将上石炭统风暴岩分成 4 种类型（图2-22）：

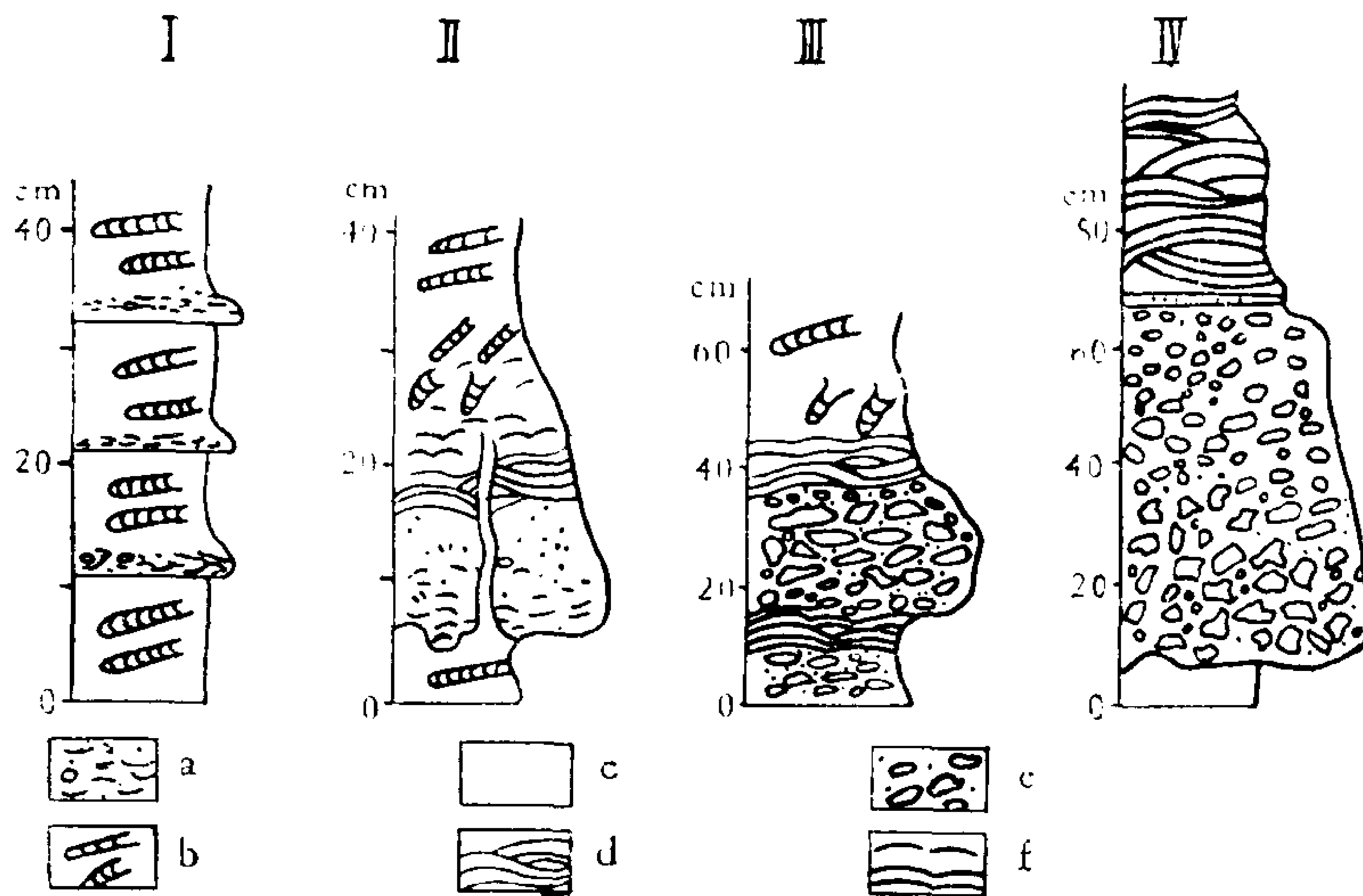


图 2-22　河南禹县大风口上石炭统太原组灰岩风暴岩层序类型

a—生物碎屑灰岩；b—生物掘穴；c—泥晶灰岩；d—丘状交错层理；e—砾屑灰岩；f—浪成波纹层理

（据刘光华，1987）

Ⅰ型的薄层状生物碎屑灰岩，厚度一般约2cm，生物碎片定向排列，有粒级分选层理，底界面突变，夹在厚层块状泥晶灰岩中。泥晶灰岩中化石保存极好，腕足类保存壳刺，海百合茎直立，并保存有大量螺旋迹。此风暴层显然是风暴波基面以下，由风暴密度流形成的远岸风暴岩。

Ⅱ型风暴层底部和下部以生物碎屑灰岩为主，粒度向上逐渐变细，代表粒级分选分层。顶部和下伏的岩层以泥晶灰岩为主，含保存好、无分选的海相化石，有丰富的螺旋迹。此层形成于好天气波基面以下的浅海低能带。$Ⅱ_1$型风暴层发育比较完整，粒级分选层理和水平层理较厚，生物扰动层比较发育，以单事件风暴层为主，反映以风暴流沉积为主，主要形成于风暴波基面以下。$Ⅱ_2$型风暴层层序较不完整，粒级分选层理和平行层理较薄，但粒度较粗，冲刷面比较明显，而丘状交错层理和波纹层理较发育，但常被后来的风暴冲刷保存不全，上形成多事件风暴层。看来$Ⅱ_2$型风暴层形成于风暴波基面以上，因而风暴发生得较为频繁。

Ⅲ型风暴层下部以砾状内碎屑灰岩为主，底部有不太明显的反粒级分选层理，上部为丘状交错层理和浪成波纹层理，生物扰动不太明显，常由多个风暴层序构成多事件风暴层，代表好天气波基面附近，风暴高能带的产物。

Ⅳ型风暴层也分为两种亚型。$Ⅳ_1$型风暴层只出现在L_1灰岩中，其底部的冲刷面明显，中下部为砾屑灰岩。砾屑直径0.5—10cm，成分为含生物碎屑泥晶灰岩。该风暴层上部夹

细粒石英砂岩和树干化石。这层砾屑灰岩呈宽约30cm的透镜体，为风暴流的水道充填沉积。水道内的沉积物碎屑粒径大，搬运近，侧向未向II_2型风暴层过渡，应属风暴波基面之上的沉积。水道灰岩之上则为广泛分布的结核状灰岩层。结核成透镜体，为含生物潜穴的泥晶灰岩，可能形成于好天气波基面之下的低能环境。结核之间则为纹理发育的砂屑灰岩，一般厚约5cm，砂屑为海百合茎和腕足动物碎片，剖面上波状起伏，平面上呈圆丘和洼坑状，可能为风暴期高能条件的产物。结核状灰岩的成因示于图2-23。在好天气条件下，波基面以下的低能环境中缓慢沉积灰泥物质（图2-23，1）；在风暴增强和高峰期，沉积物受到改造，生物碎屑形成鼓丘和洼坑（图2-23，2）；在风暴衰减期，悬浮碎屑首先沉积在洼坑处，风暴停息后，悬浮碎屑快速堆积，再次形成平坦底形（图2-23，3）。其上又沉积后一次风暴所形成的起伏状生物碎屑层和厚薄不均匀的泥晶灰岩层（图2-23，4）。以后由于差异压溶和差异风化作用进一步使其物质分布不均匀，形成结核状灰岩。VI_2型风暴层则为1.2m厚的角砾状砾屑灰岩透镜体，砾屑定向排列，显示大型板状交错层理和双向交错层理。此灰岩透镜体的周围均为陆源碎屑潮坪沉积，因此IV_2型层序应为潮下高能至潮间带的风暴潮水道沉积物。

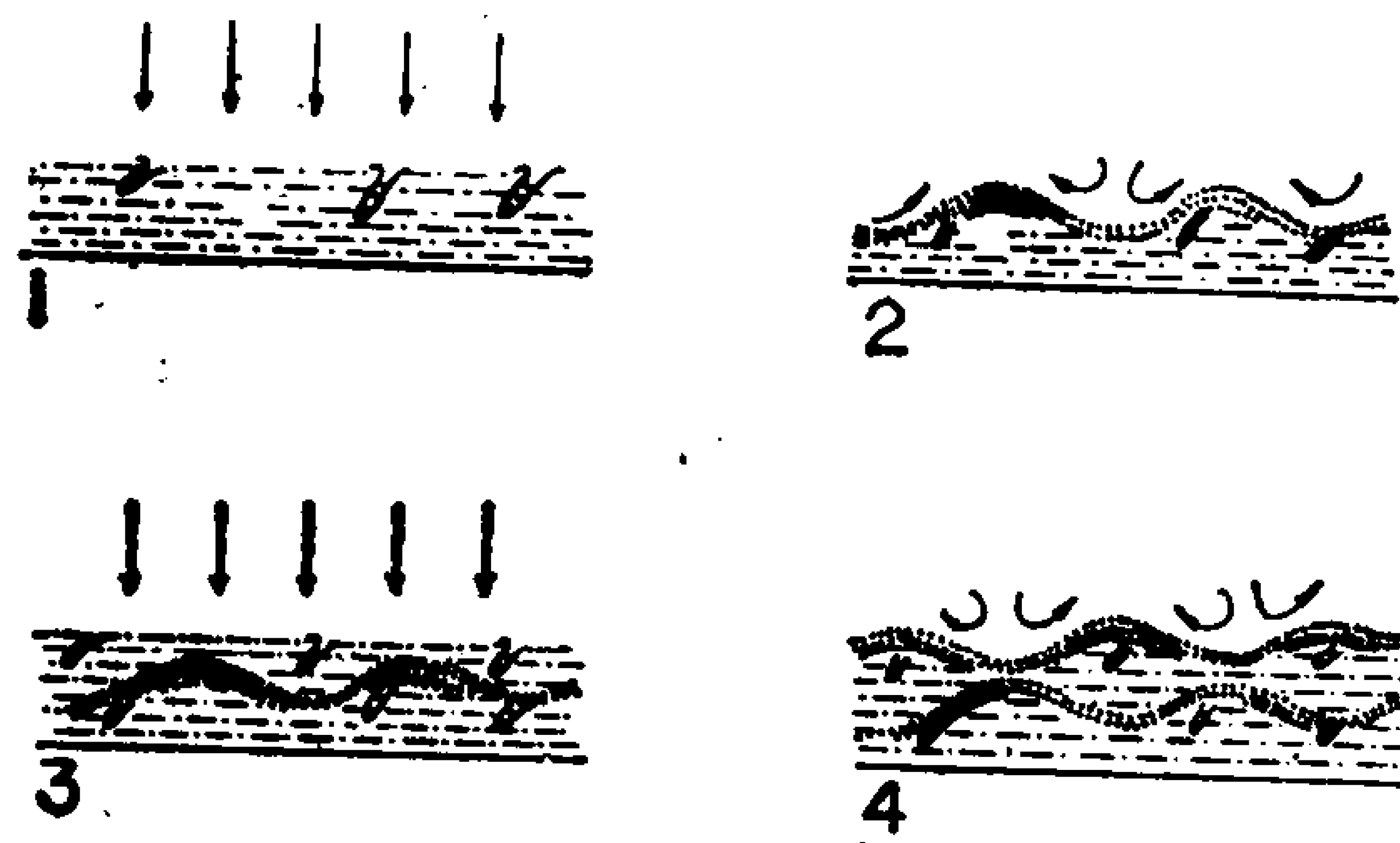


图 2-23 结核状灰岩成因示意图

1—风暴前沉积的灰泥，后期构成结核体；2—风暴增强期和高峰期沉积的生物碎屑，后期构成纹理部分；3—风暴衰减期和间歇期的快速堆积；4—后来又一次风暴增强期和高峰期的侵蚀和改造

（据刘光华，1987）

根据灰岩风暴岩的研究，恢复了太原组石灰岩及其碎屑岩和煤夹层的沉积环境，包括各层灰岩沉积的相对水深，并进而恢复了海浸海退的变化。此项研究有助于了解华北海陆分布和海浸方向，并为寻找煤层聚集带提供了指导资料。

七、北美洲寒武纪竹叶状灰岩风暴层

1．地质环境

竹叶状灰岩（flat-pebble conglomerate）是层内灰岩砾岩或称砾屑灰岩，含有圆化的板状内碎屑，广见于我国和朝鲜北部及北美洲的寒武系浅海碳酸盐岩相。竹叶状灰岩曾被当作是潮间带以至潮上带的同生砾岩，Sepkoski（1982）认为竹叶状灰岩是寒武纪浅海风暴岩，是由迅速沉积的薄层灰岩迅速石化后，受到风暴剥蚀和再沉积形成的。底栖动物群对其形成和构造起着重要作用。

竹叶状灰岩的分布受岩相控制。北美洲西部的寒武系分为三个大岩相带：东部称为内碎屑岩带，主要是克拉通上的近岸砂和陆棚泥；中部的碳酸盐岩带则为浅潮下到潮上海滩

环境，跨克拉通外部和冒地槽内带；西部的外碎屑带为暗色陆源泥岩和钙质泥岩，包括陆棚外带和冒地槽的斜坡部分，此外还有传统划为优地槽的硅质沉积。

图2-24表示美国西部寒武系德瑞斯巴赫阶（Dresbachian）内碎屑带和中碳酸盐岩带的地层剖面和沉积环境，东部的海岸杂岩与西部的潮缘海滩之间是“陆棚泻湖”，宽达500km以上。竹叶状灰岩在该泻湖表面分布最普遍，占地层厚度的25%以上，局部超过50%。紧靠碳酸盐滩的竹叶状灰岩数量最多。

2. 竹叶状灰岩的岩性

德瑞斯巴赫阶的泻湖相沉积物为几毫米到几厘米厚的页岩和粉砂岩或灰岩互层，常出现几厘米到几十厘米厚的竹叶状灰岩层，现分述如下：

页岩橄榄绿色，其中很少含陆源粉砂或砂，也无钙球和生物碎屑；后二者可能已被成岩作用所溶解。页岩在露头上裂成小片，但无页理，表明受到彻底生物扰动。有些页岩可能是风暴沉积的泥尾“(muddy tails)”，但多数沉积于静水环境。

共生的薄层粗粉砂岩和球粒灰岩有风暴扰动的沉积特征，多具有水平层纹。各层纹底部有石英粉砂和细粒生物碎屑，中部有不等量砂粒级的微晶球粒，顶部则有泥质或微晶灰岩。较厚的层粒级分选明显，底部为无层纹的粗粉砂岩，含三叶虫碎屑，向上递变为粗层纹；层纹顶部变细，与薄页岩互层。不连续向上递变的层、顶部则常变为摆动波痕或由横向水流形成的波状起伏层理或交错层。5mm左右的薄层多为微晶灰岩，厚度沿横向变化，常形成透镜体。

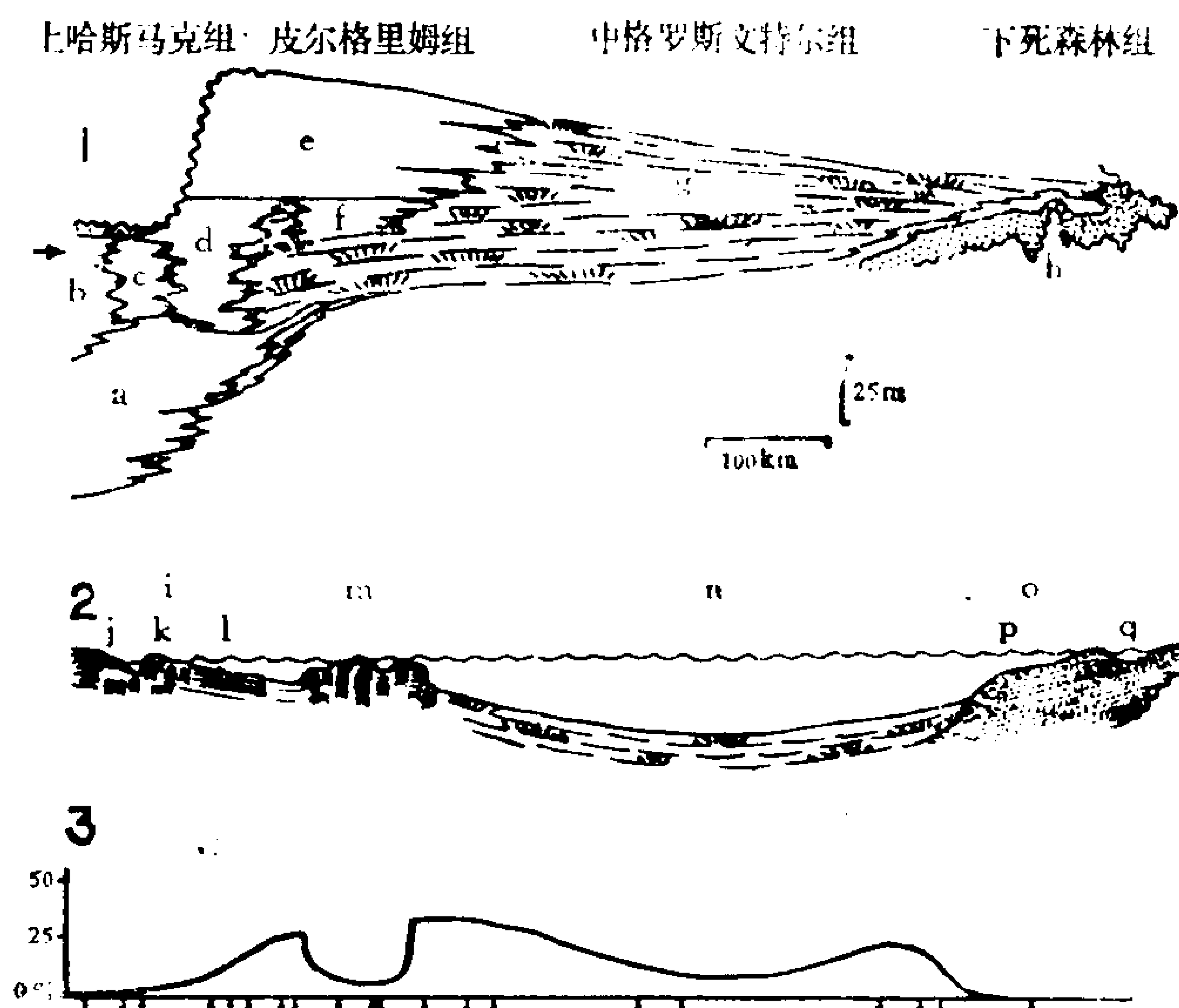


图 2-24 美国西部德列巴赫阶竹叶状灰岩的沉积特征

1—地层横剖面；2—沉积环境（相当图1中箭头指示的层位）；3—片砾石砾岩的百分比（位置与图2对应）
a—下鲕粒灰岩；b—藻纹灰岩相；c—叠层石白云岩相；d—条带灰岩相；e—上鲕粒灰岩；f—凝块叠层石相；g—页岩相；h—底部砂岩相；i—潮上滩；j—潮上带；k—潮间带；l—潮下带；m—潮间生物层；n—潮下泻湖；o—海岸杂岩；p—海岸面；q—砂坪和岬等

（据Sepkoski，1977）

薄层粗粉砂岩和球粒灰岩层之下的粉砂或球粒沉积之前，常有剥蚀事件。槽沟铸型、锥痕铸型和稀少的沟槽铸型见于该层底面，代表泥质泻湖底部的冲蚀现象。掘穴底迹铸型

挖入下伏泥层之中，局部被冲出，但层面的虫迹很少。

竹叶状灰岩的内碎屑厚度一般不到5mm，直径0.5—5mm，有时可达30cm，轮廓呈椭圆形到多角形或不规则状，边缘磨圆。内碎屑是水平层理的球粒灰岩或无层理微晶灰岩，与共生的薄层灰岩岩性相同。有些内碎屑的一面有底虫迹，说明在石化的灰岩破碎后，重新混乱堆积。内碎屑未见塑性变形，说明沉积时已成脆性的板，而不是局部硬化的"泥团"(mud lump)。

竹叶状灰岩多被页岩覆盖，极少向上递变为层纹状粉砂岩或灰岩，可能长期暴露于泻湖底；一些层顶部的微晶灰岩内碎屑具有海绿石壳，可能形成于海水与内部呈还原性的内碎屑界面上。竹叶状灰岩上没有带骨骼的结壳生物，可能因为当时的陆棚泻湖内没有结壳生物。

竹叶状灰岩的基质多为纯生物碎屑砂，常含海绿石碎屑，也有粉砂质和细砾级内碎屑混合物。竹叶状灰岩的生物碎屑主要是三叶虫和棘皮动物碎片，比粒级分选的水平岩层中的生物碎屑厚，但更加破碎。少数生物碎屑的骨内空隙含泥质，说明其由尚未石化的页岩中剥蚀出来。

竹叶状灰岩厚3cm—1m，其薄层者的砾石较小而平卧；较厚层者砾石较大，常与层理成大角度，但侧立砾岩的砾石则很少成叠瓦状，而是不定向混乱排列或成旋涡状。类似的构造还见于碎浪使盘状砾石重新排列和定向的地方，可能是由风暴引起的强摆动流造成的（Kreisa，1981）。

竹叶状灰岩水平延伸几十—几百米。一些彼此间隔5m含砾达50％的竹叶状灰岩层，沿与沉积作用垂直的方向延伸100km以上，为理想的标志层。靠近碳酸盐岩滩有些竹叶状灰岩则呈透镜状，属低砂洲或大波痕沉积，其波长达10m以上。

3．竹叶状灰岩的成因

Lochman-Balk（1970）等曾把竹叶状灰岩作为潮间带沉积的指征。现代的层内砾岩形成于潮上台地，其表面硬化的泥裂碎片受到大潮或风暴再沉积，成为砾石。德瑞斯巴赫阶的碳酸盐潮上带也有浅色棱角状藻纹白云岩片砾石砾岩，但其砾石子，与真正的竹叶状灰岩不同。形成竹叶状灰岩的关键可能不是陆上的干裂，而是灰岩层的早期海底胶结作用。其证据是内碎屑岩带的页岩相极宽，不会是时常淹没的潮坪；砾岩与潮间带的其它面貌如叠层石、压扁层理和叠瓦状砾石等沟槽构造无关；未受扰动的页岩和薄的风暴层没有暴露于陆地的构造（如干裂纹和干缩孔fenestrae）；砾石中没有成岩内碎屑，非球粒的粉屑灰岩的内碎屑稀少，与表面固结的泥裂沉积物作为内碎屑来源的构造相反。更重要的是，即使当粉砂岩构成大多数薄层风暴岩的页岩部分时，竹叶灰岩的内碎屑仍然为灰岩（Sepkoski，1982）。

德瑞斯巴赫期泻湖中所沉积的薄层多孔球粒砂风暴层，在平静的风暴间歇期成为早期海底胶结作用的适当底质。这些层未受直接水流的再沉积，并且没有持续的生物扰动。该期的陆棚泻湖中虽有丰富的表生内栖动物群，但多数个体很小，钻穴很浅，微晶球粒灰岩等风暴层受强生物扰动的深度不过5mm。因而尽管球粒碳酸盐岩砂层较厚，上覆的"泥尾"盖层较薄，仍未受到再沉积或邻层泥质混合。钻穴浅，所维持的氧化层也浅，可以在近沉积物表面形成碳酸氢盐。这两个因素都有利于球粒砂的胶结作用。

4．竹叶状灰岩的时代分布

寒武纪风暴控制的浅海中，内栖动物群单调贫乏，是形成竹叶状灰岩的关键因素。寒武纪以后的海洋动物群发展迅速，奥陶纪科的数目增加3倍以上(图2-25)。这次生物演化辐射虽以表生的滤食生物为主，但双壳类和棘皮动物的内栖动物群有所发展，无硬壳的内栖动物如多毛类也有增加（Sepkoski，1981)。这些新生的内栖动物虽未明显提高遗迹化石的分异度，但确实增加了陆棚沉积物受生物扰动的深度。因而寒武纪广泛分布的很薄的风暴层，到了晚奥陶世则不再保存于浅陆棚环境（Kreisa，1981)，这是因为平坦的灰岩薄层难于迅速胶结。此后竹叶状灰岩只局限于更深的底质受强烈剥蚀的地区，以及内栖动物群稀少的潮缘环境。

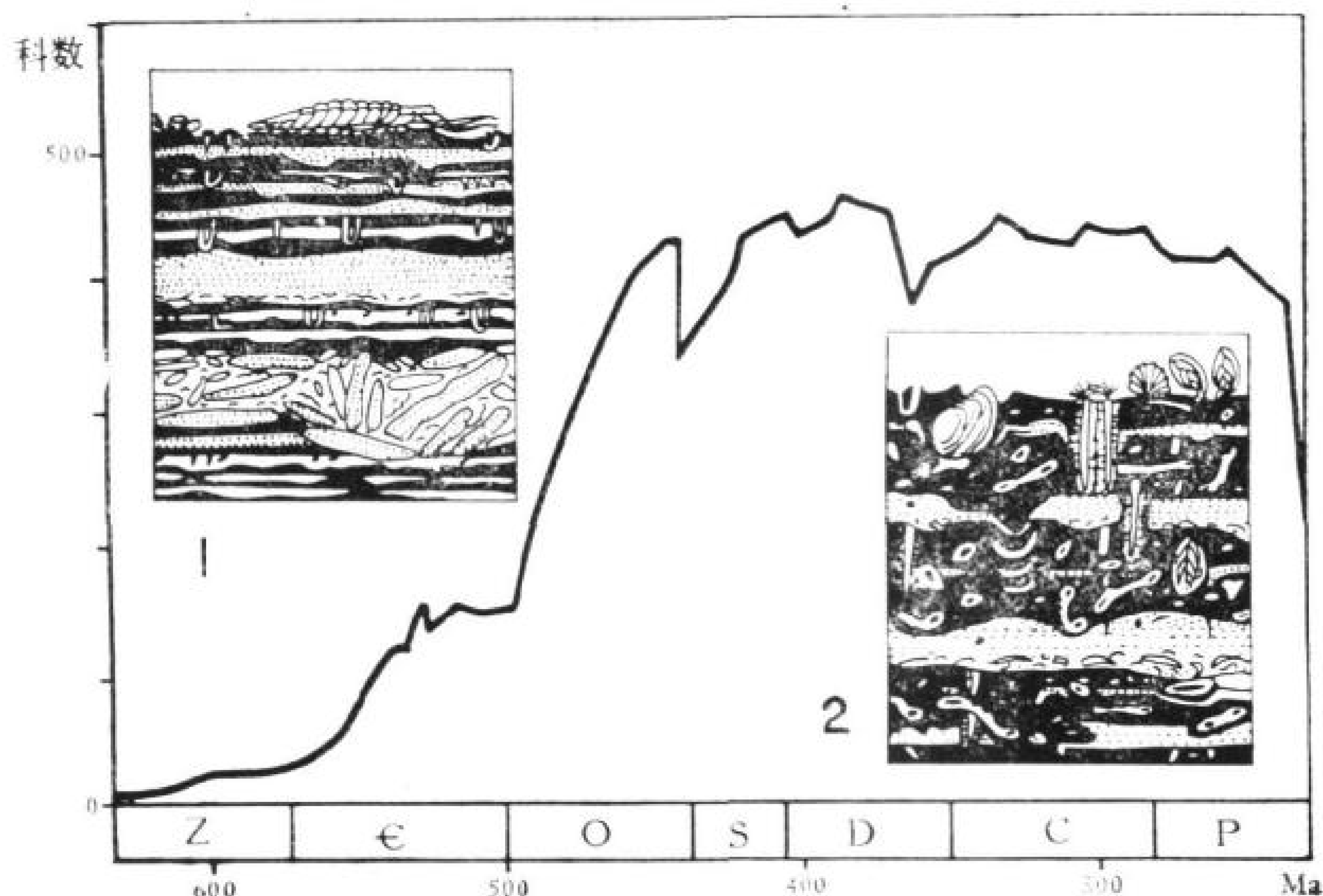


图 2-25　古生代海生动物科的分异度和钻穴生物对浅海陆棚沉积及风暴层的作用
1—寒武纪；2—奥陶纪到二叠纪
黑色—泥岩或页岩；白色—钙质岩或陆源颗粒岩
（据Sepkoski，1982）

第五节　贝　壳　层

一、引　　言

1. 贝壳层特征

腕足类和双壳类等贝壳常密集分布，甚至互相叠覆，形成贝壳层，引起地质学者和古生物学者的极大兴趣。贝壳层常成透镜状或层状，分布广泛，层位稳定，成为重要标志层之一。贝壳层的特征显著，西德南部中三叠统的贝壳灰岩甚至成为地层名称。贝壳层的化石数量极多，但往往属种单调，保存不佳。上覆和下伏岩层中有时一个化石也找不到，令人费解。有些贝壳层则有化石混带现象，如所谓“鬼影菊石”,常使生物地层学家伤脑筋。近年才发现贝壳层的形成与风暴事件有关。

为了详细研究古生物群落的指征，甚至定量研究其死亡率、分异度和食物链结构等，必须考虑风暴对生态环境的影响，和对生物死亡后的搬运及埋藏的作用。

表 2-6　贝壳层重新沉积前后钙质化石的相对丰度比较（各属的个体数百分比）

（据Plants，1975）

	页岩的10个样本	泥粒灰岩的7个样本
Sowerbyella	27	30
Zygospira	28	22
Dalmantlla	12	17
枝状苔藓虫	14	14
Rafinesquina	5	5

2．风暴对化石保存的影响

原生化石经过风暴作用重新沉积形成贝壳层时，化石几乎未受搬运，但各种化石的保存状况已有差别，破坏了原先的生态系列，减少了原生的文石质化石壳，并且有利于保存未受磨损的完整化石。重新沉积的原地化石表面粘附和内部充填的岩石成分与受剥蚀的下伏岩层相同。表2-6说明，美国弗吉尼亚州晚奥陶世马丁堡组的 *Sowerbyella-Zygospira* 群落，贝壳层本身的泥粒灰岩和贝壳灰岩，与页岩夹层的化石种属相同，丰度相近。

化石群的面貌可能受许多因素的影响，如生物扰动和风暴作用破坏群落演化的细节，成岩作用首先溶解文石质骨骼，风暴剥蚀和重新悬浮时则破坏其模铸化石。

风暴所产生的贝壳层，其原生文石质骨骼所占的比例，远小于未经再沉积的泥岩夹层。如加拿大新斯科舍的志留系，其下伏岩层的生物群有80％以上含完整文石质和方解石质模铸化石，而风暴层中文石质化石所占的比例与下伏未重新沉积的岩层相等者则只有37％。因此，古生物学研究中应当特别注意识别受风暴扰动的化石层。但风暴迅速埋藏化石，防止其暴露于海底，则有利于化石保存。

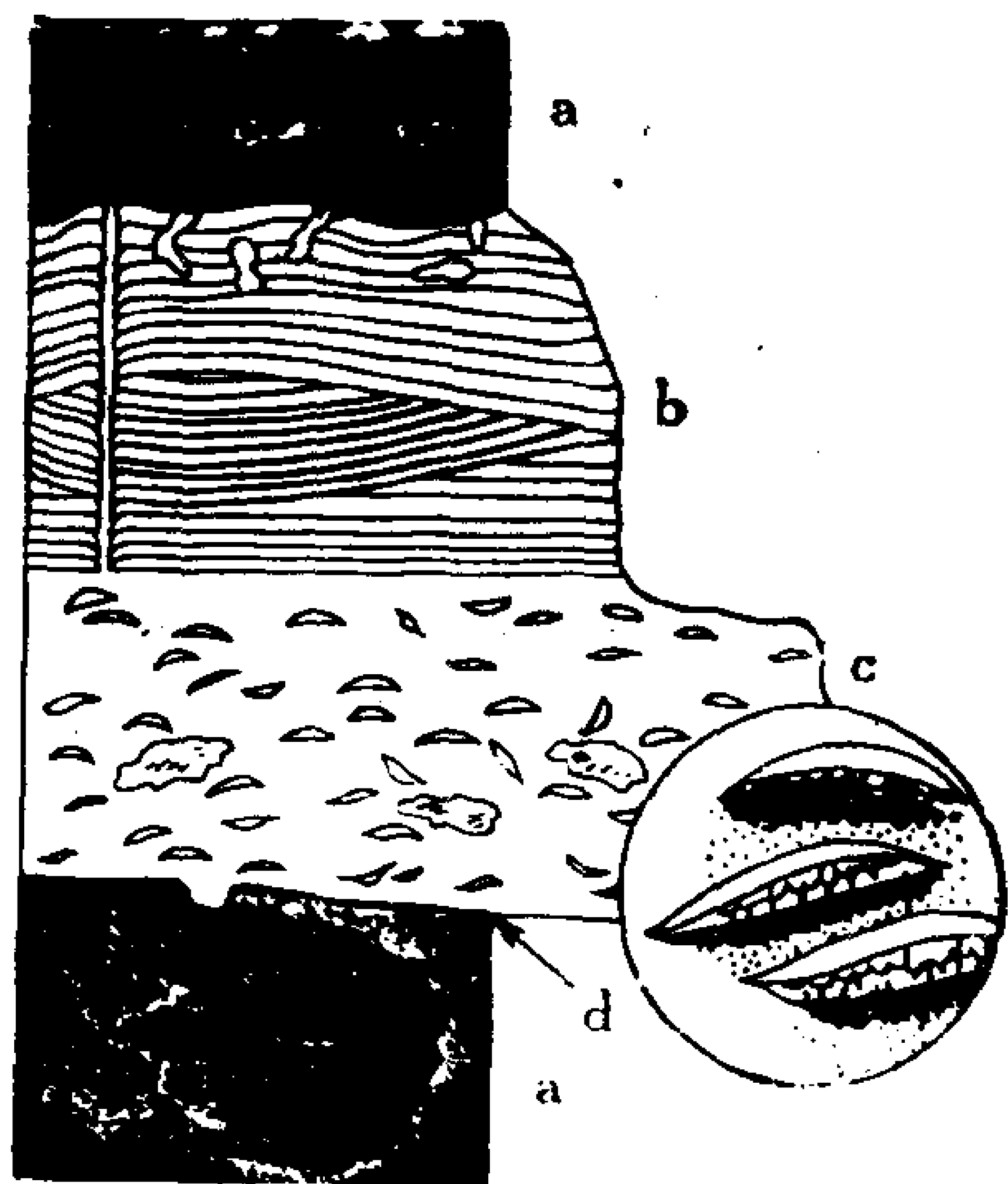


图 2-26　风暴形成的贝壳层特征
a—泥岩；b—粒级层理；由平行层理到丘状交错层理到爬升波状层理，生物逃逸钻穴和再居住潜穴，有弱粒级分选；c—贝壳层，贝壳定向排列，有泥包贝壳，具有渗滤组构，含内碎屑；d—底面，下界截然或剥蚀，具有沟槽铸型和工具痕
（据Kreisa and Banbach，1982）

3．风暴沉积的贝壳层特征

（1）风暴顶峰期　波基面的深度大为增加，风暴层底部形成平滑到不规则的剥蚀面，一般有工具痕和冲刷—充填构造，称为沟槽铸型。风暴层底部形成漂选作用的蚀余堆积。贝壳层经过重新沉积的证据还有：内碎屑成分与下伏岩层相似，剥露的化石包覆泥质，贝壳或碎屑的排列有定向等。美国弗吉尼亚州奥陶纪风暴层中的贝壳，平行于层理面的占75％，其中凹面向上的占2/3。有些平坦的贝壳直立或成叠瓦状排列，类似竹叶状灰岩。贝壳层中部随着风浪减弱，形成粒级分选层理（图2-26）。

（2）风暴衰落期　细砂和泥被风暴波浪和风生流从岸边和陆棚底带走。砂和泥粒级的碳酸盐颗粒也被风暴作用搬运。

风暴后较细粒的碎屑物很快下沉，产生大量的渗入组构，如遮蔽孔隙、单个贝壳上的粒级分选，以及贝壳层和内碎屑层的沉积物筛选等。筛选现象的发生，是由于细粒碎屑渗入大贝壳所形成的蚀余沉积物时，受到颗粒支撑组构的阻塞，使孔隙中的细粒沉积物向下方减少。图2-26中，贝壳下方的遮蔽孔隙中充填了刃状的胶结物。较粗的球粒和骨骼碎屑堆集在比较大的贝壳上，向上则递变为遮蔽孔隙之下的泥晶灰岩。大贝壳的过滤作用，还使碎屑物胶结之前的孔隙度增加。只有局部受风暴漂选的贝壳蚀余堆积，才能形成显微粒级层理；而当贝壳在海底上凹面向上，被砂和粉砂等迅速埋葬时，则形成遮蔽孔隙。

在一次能量逐渐衰减的事件中，层纹状风暴层和贝壳层上部有层纹的部分，细砂和粉砂迅速沉积，具有逃逸穴和弱粒级分选层理。风暴层的典型层理是平行层理，表面平直或波状起伏。交错层理代表碎屑物由悬浮态迅速沉积的类型，如由单向流形成的波痕迁移层理和由波浪摆动流形成的爬升波痕层理（Bloos，1976）。

风暴层理常形成一定的层序：由平行层理或丘状层理向上过渡为爬升波痕层理，表明其摆动流的速度减小。当风暴减弱时悬浮沉积物在缓慢流水中沉积（20cm/s），也可以形成平行层理。

风暴后，砂和粉砂形成层理，海底上重新聚居表栖和内栖生物。生物掘穴在细粒沉积物中形成强烈生物扰动，甚至完全破坏其层理。古生代的陆棚沉积物中，强烈生物扰动一般只有3—8cm深。显生宙的生物钻穴活动不断增强。风暴活动之后，钻穴还常使风暴层与上覆的好天气层的接触关系变模糊。

二、西德三叠系小穿孔贝层

1. 引言

西德南部三叠系贝壳灰岩上部的小穿孔贝层，是在陆表海环境下风暴形成的贝壳层。*Placunopsis*覆盖的坚硬底质带，介于海下涌浪中心的鲕粒质“颗粒岩相（Kornstein）”与盆地中心的“唱片相”之间。在坚硬底质上生活的背景生物群受风暴作用混合和聚集，与风暴事件后的动物群相伴生。

小穿孔贝层的风暴层，见于含头足类的薄层泥灰岩—灰岩互层，即所谓唱片层，属贝壳灰岩上部的*Ceratites compressus*带—*C. nodosus*带。由于缺乏贝壳质沉积，唱片层的风暴事件表现为盆地内自生沉积物的聚集，细粒沉积物被簸选并搬运到盆地中心静水区。

小穿孔贝层总的层序为：

上部：薄层白云质泥灰岩 ⎫ *Discocertites*带
下部：泥质瘤状灰岩，化石丰富 ⎭

下伏岩层：鲕粒贝壳灰岩 ⎫
粘土层 ⎬ *Ceratites nodosus*带
贝壳碎片层 ⎭

各层的岩相和动物群特征依次介绍于下：

2. 贝壳碎片层

（1）岩相 哥特沃尔绍森附近的贝壳碎片层为80cm厚的生物球粒亮晶灰岩。细砂屑质灰岩有低角度交错层理，常形成粒级分选层理（a分层）。该层与含砾屑的生物鲕粒亮晶灰岩（b分层）成指状交叉，向东方渐变为成熟的交错层生物鲕粒亮晶灰岩。后者主要栖居着迅速掘穴的食淤泥双壳类，如文石质壳的*Myophoria*和*Trigonodus*，有足丝的贝

茅蛤类和海扇类的*Entolium*。此贝壳碎片层向盆地中心迅速减薄，被唱片层 相所代替。

施韦比施哈尔地区小穿孔贝层的b分层之上为层纹状的无化石泥岩（c 分 层），厚度小于30cm，成不规则斑块状分布，延伸几十米。有时较大的再沉积岩块 和 c 分 层 的内碎屑（0.1—10cm）也见于b分层。研究区东部的小穿孔贝层相变为贝壳碎片层的颗粒灰岩相。*Placunopsis*生物层主要发生于100m等深线地带。

（2）*Placunopsis*生物层 奇形蛎科的双壳类*Placunopsis Ostracina*结壳形成于 c 分层被剥蚀，b分层暴露于海底的部分。*Placunopsis*在生物礁和生物滩中广泛分布。

*Placunopsis*生物层（d_1分层）密集排列的柱 体 直 径 为 10—20cm，由海底上陡斜生出。单个生物层宽度2—5m，面积3—15m²，相距30—50m，覆盖了海底很大部分。

*Placunopsis*生物层的外貌类似叠层石，但不含藻类。这个生物层的厚度可达40cm，但比同期的贝壳层（d_2单位）表面高出2—3cm以内。

许多*Placunopsis*的复体在3—40cm厚的板状内碎屑上结壳。这些内碎屑未被钻孔，但有时有薄的褐铁矿包覆，平铺或成叠瓦状覆盖在b分层上。

（3）成因解释 a 和 b 分层构成古陆前方的隆起，朝向盆地。剥蚀的内碎 屑 和 a 分层被 b 分层取代，形成沟槽状地形，表明鲕粒是外来的，可能来自较高的隆起带。c 分层的泥岩在水体扰动弱时广泛沉积，以后受风暴剥蚀并搬运到盆地较深部位，但有少数透镜状泥岩残体保留在原地，有些解体成较小的碎屑，最后混合成粒级分选的风暴沉积。泥岩残体和受冲刷的鲕状灰岩表面，可以发展成生物成因的坚硬底质，位于 *Placunopsis* 生物层顶部。

*Placunopsis*生物层的生长说明当时b分层已被胶结。在盆地内部的软底质 上，*Placunopsis*只能在较大的硬物体上结壳。

*Placunopsis*个体的平均寿命为 4 年，在1cm厚的生物层中平均有 20 代。哥特沃尔绍森40cm厚的*Placunopsic*生物层约代表3,200年，其间可能发生过几次大风 暴 事件，翻转已结壳的生物碎屑，使*Placunopsis*能向各方向生长。在较大砾石上，*Placunopsis*优先向上生长，直到最终被埋葬为止，其单个复体还可以随砾石翻转而改变其生长 方 向。*Placunopsis*包覆砾石的过程如图2-27所示。

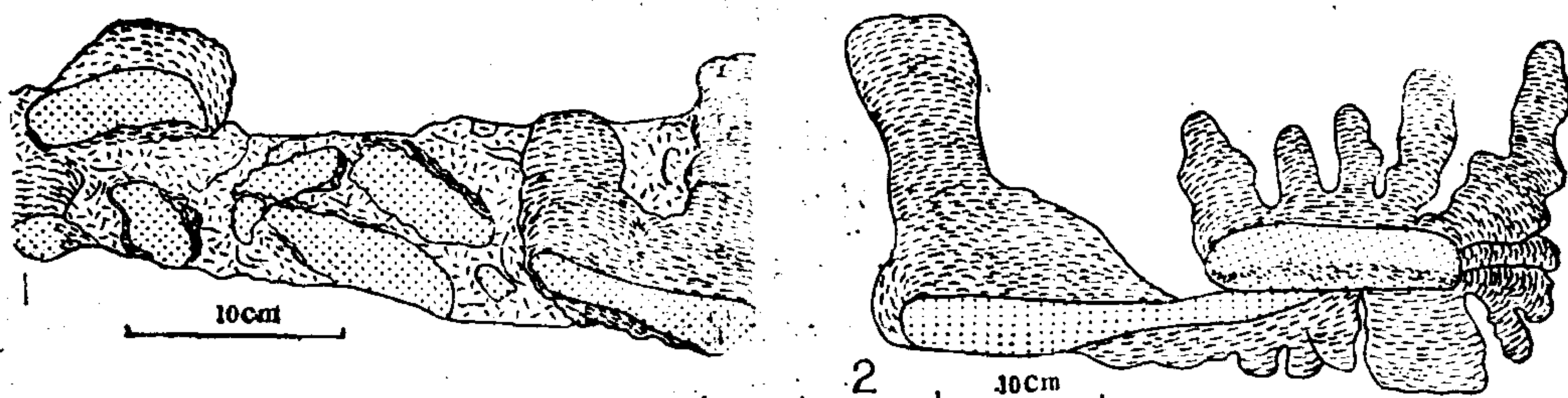


图 2-27　施韦比施哈尔鲕粒灰岩砾石的*Placunopsis*结壳
1—有三个发展阶段，轻微结壳、形成较厚的枕状和发育单个的柱；2—两块砾石成叠瓦 状 排 列。右边的砾石上*Placunopsis*的生长方向有转折，说明砾石经过重新沉积
（据Hagdorn，1982）

*Placunopsis*柱顶的大量钻孔表明，该生物层在最终掩埋前已停止生长，以 致 绝灭。帚虫占据重新暴露的生物层表面，阻止 *Placunopsis* 再栖居，而生长 了 表 生 的滤食性生物。

3. 小穿孔贝层

(1) 岩相 小穿孔贝层紧接着d分层，包括1.2—1.4m厚的微亮泥晶生物碎屑灰岩，层理不规则，有泥和粉砂质夹层。该层顶部和底部泥岩层厚几厘米，易风化，以强烈生物扰动的粒泥灰岩为特征，分选差；中部则以泥粒灰岩为主，颗粒大小和堆积密度不一。小穿孔贝层向西北方的盆地较深处渐变为"唱片相"，东北方则变为上贝壳碎片层。

(2) 动物群 小穿孔贝层富泥质部分有许多内生动物群化石，如食淤泥生物：*Palaeonucula*，*Pseudocorbula*，*Myophoria*和腹足类：*Actaeonia*，"*Neritaria*" 和 *Loxonema* 等。具有内足丝凹口的双壳类*Hoernesia*；用歪曲的壳和厚的喙部固着和深钻穴的*Pleuromya*，Myophoriids类，Pleuromyrids类和*Hornesia*，有时成生活位置保存。滤食的表生动物则有：*Pleuronectites*，*Plagiostoma*，*Placunopsis*，*Spirorbis*和*Coenothyris*。许多较大的贝壳和内模，包括深掘穴的*Pleuromya*等都被*Placunopsis*结壳。

(3) 成因

1）混合的化石组合：小穿孔贝层的岩相和动物群表明其形成于波基面之下。但小穿孔贝层表生动物群繁盛且多样，许多双壳类和腕足类双瓣一起保存，非常完整，不会是由附近的隆起区搬来，可能由风暴的聚集作用（Condensation）形成。

2）*Pleuromya*的结壳：该属必须在沉积物和水的界面上才能结壳。约有300个*Pleuromya*在贝壳的后部首先生长，与现代的*Mya arenaria*一样，部分受到剥蚀，但保持生活时的生长方向。

贝壳内模未受溶蚀或钻穴，说明该属结壳时有原生贝壳。内模的改造也可能发生于文石质壳溶解之后，*Ceratites*的壳有钻穴和褐铁矿浸染。

内栖生物结壳的先决条件是软底质被强烈改造，除去了细粒沉积物。上贝壳碎片层的d分层表面被沉积物覆盖进一步固结后胶结成坚硬底质，成为以后的事件剥蚀作用的基准层。

3）基准层 重新沉积和剥蚀作用，使生物碎屑和结核集中于上贝壳碎片层的基准层上。这基准层表面经重新剥蚀后可以有滤食性的表生动物群短期聚居（事件后生物群落）。但*Placunopsis*生物群未重新活动，则可能是因为岩层的缺失期太短。正常风浪的背景沉积作用很快又重新开始，窒息了表栖生物，其化石常双壳相连。软底质动物群可以从较深海底未受风暴影响的区域迁回风暴地区。

基准层之上可以有几次剥蚀和沉积事件，最终形成混合的化石群。保持生活位置的双壳类应属于最后一次软底质期，未受风暴和再沉积影响。

风暴事件把泥质漂运到海盆较深处。海底隆起的鲕粒碎屑相主要是居住着迅速掘穴的食沉积物双壳类：*Myophoria*，*Trigonosus*和有足丝的滤食性双壳类：*Backevellia*及*Entolium*；风暴扫清的坚硬底质和贝壳层上为表生的滤食生物：*Placunopsis*，*Pleuronectites*，*Plagiostoma*和*Coenothyris*更为丰富。泥质板岩所代表的软底质上则栖居了背景生物群，如食沉积物的*Myophoria*，*Paleonucula*和*Entalis*，以及滤食的*Hoernesia*和*Pleuromya*。

基准层上被风暴聚集的还有小型腹足类和双壳类的Nuculids类的黄铁矿铸型。黄铁矿来源于富含有机质的沉积物，但当时是处于氧化条件下。当埋藏浅时，厌氧细菌可以还原贝壳里包藏的海水中的SO_4^{2-}，形成硫化物。

小穿孔贝壳中，由于风暴作用而混合和聚集的动物群的模式（图 2-29），代表典型的

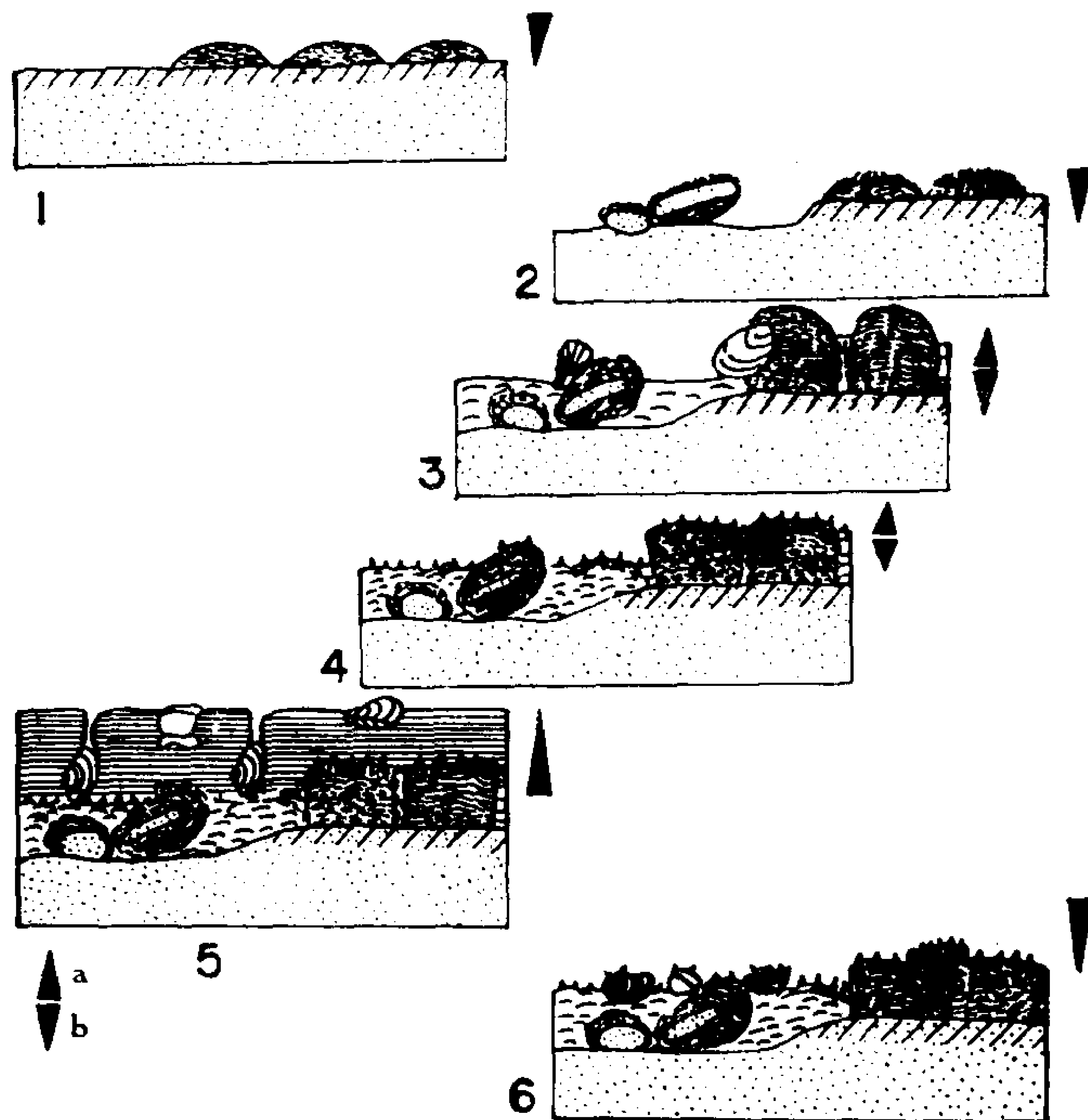


图 2-28 小穿孔贝层的生成顺序

1—*Placunopsis*在风暴后暴露的坚硬底质上生长；2—底质和*Placunopsis*经风暴事件后再沉积，*Placunopsis* 重新增长，包围翻转的碎屑；3—*Placunopsis*长成柱体，同时碎屑物质增厚，*P. bussus*所着生的表生动物群贝壳群集；4—埋葬和再活化。重新暴露的*Placunopsis*顶部被钻孔，沉积物表面的贝壳碎片层表明发生了聚集作用；5—软底质沉积物形成，其厚度足以形成内生动物贝壳中的压力影结核；6—风暴事件重新暴露出埋葬和再活化的表面4，残余的双壳类结核（黑色）与贝壳共生，表面增生了单体的*Placunopsis*。然后回复到5

a—沉积作用；b—剥蚀作用

（据Hagdorn，1982）

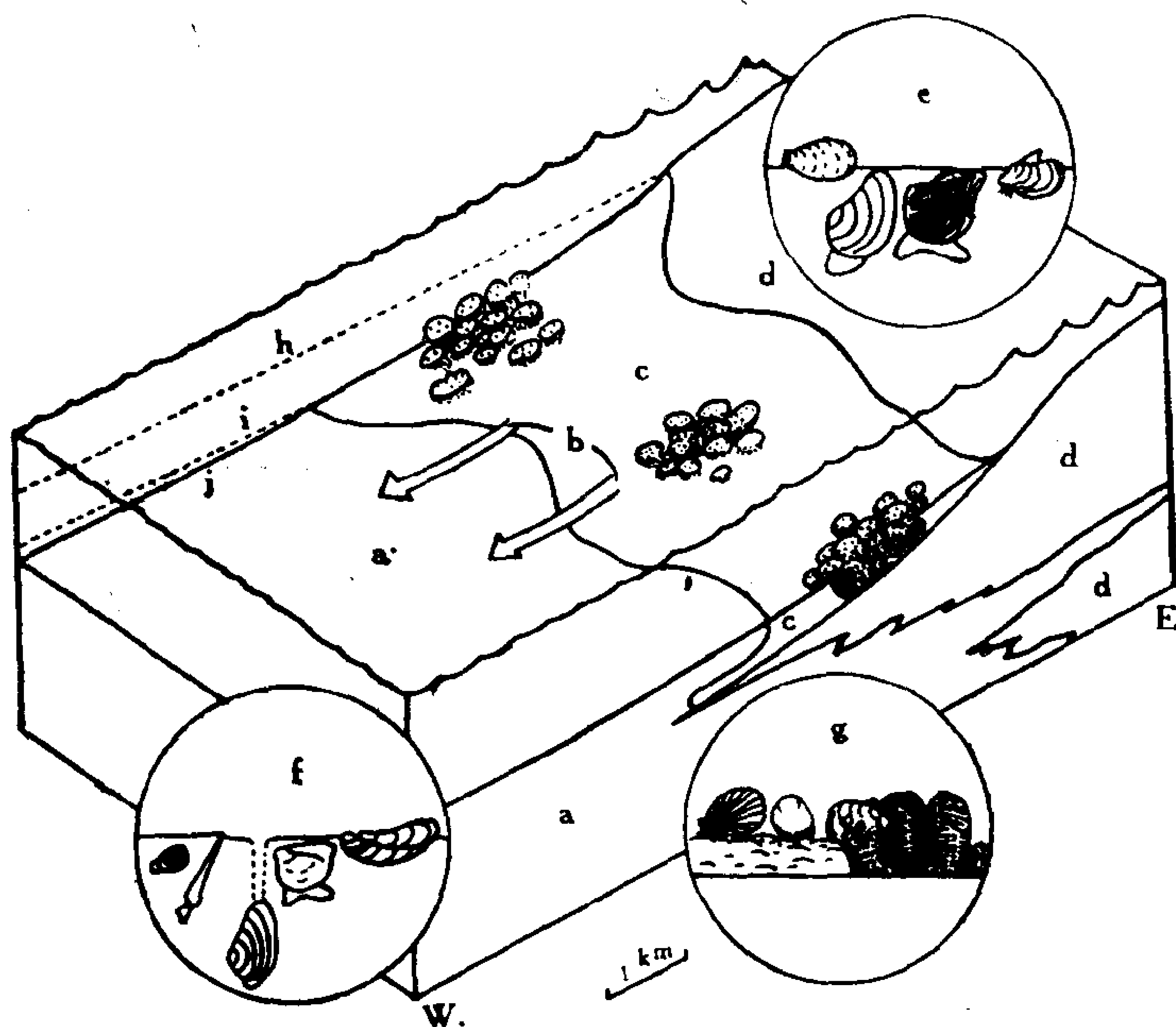


图 2-29 风暴聚集的小穿孔贝层的相模式

a—唱片层；b—风暴搬运的泥质；c—风暴聚集层，在波基面与风暴波基面之间，发育 *Placunopsis* 生物层；d—鲕粒碎屑相；e—粗粒松散沉积物和鲕粒滩群落；f—软泥底质和背景生物群落；g—坚硬底质和事件后的生物群落；h—波基面；i—风暴波基面；j—海底

（据Hagdorn，1982）

海退相。*Placunopsis*生物层发育于海底隆起的缓坡上。

小穿孔贝层中风暴聚集的贝壳层，可作为区域性地层对比的标志层。各次风暴所形成的风暴层易于识别，因为每次事件和事件后生物群的生态序列的组合情况数目不多，每次事件占优势的化石种类常常不同，如形成*Spiriferina*滩、*Cyclolides* 滩 和 主要穿孔贝滩等。根据这些风暴层的生态序列和占优势的化石种类来区分各次风暴事件，就能可靠地详细对比地层。

三、西德里阿斯阶贝壳层

1. 相类型和分布

西德南部里阿斯阶的贝壳层，岩性以页岩和细砂岩为主，厚度只有几十厘米。这些贝壳层零散分布或成组出现，保存在古海岸线附近，说明当时水体扰动加强。Bloos(1982) 认为，里阿斯阶的贝壳层是由大风暴改造正常风浪沉积物形成的。这个贝壳层由西向东发生明显相变，其变化方向与古海岸线相垂直（图2-30）：



图 2-30 西德南部里阿斯阶的沉积物分带和水深示意图

a—远岸页岩带；a_1—沥青质页岩带，a_2—粉砂质页岩带；b—陆棚砂带：b_1—陆棚砂体带，b_2—近 岸页岩带；c—潮间带的河口相和冲积相；d—海面；c—暂时盐度层；f—海底

（据Bloos，1982）

1）盆地西端为泥灰岩和黑色沥青质页岩带。细粒泥灰质生物扰动灰岩一般不含砂，没有再沉积团块和原生沉积构造。大化石为底埋生物，以*Chodrites*为主，排 列 无 优势定向，动物群的分异度高。岩层上下界均为过渡关系。

2）中部过渡带比较宽，页岩层含粉砂质较多，生物扰动少见。此带的贝壳层的化石来自生物碎屑泥灰岩层，下界多成侵蚀接触，有铁质鲕粒和再 沉 积 结 核。动物群分异度高，贝壳有多种钻孔类型。*Thalassinoides*掘穴常见于贝壳层的底部，在此过渡 带 中的数量超过其它相带。

过渡带的正常风浪沉积物为粉砂质页岩，不含沥青质，有几毫米厚的粉砂岩夹层和石灰质。泥底质栖属的双壳类多构成生物滩，以*Modiolus*和*Cardinia*为主，不是贝壳层。生物扰动很少。

3）东部的砂质灰岩相变为化石丰富的钙质细砂岩或大贝壳杂乱堆积，厚度仍较薄。无泥质和灰岩基质。常见再沉积的结核、化石、氧化的黄铁矿和沉积颗粒。鲕粒向海岸方向减少。侵蚀面见于该层上下界和层内。原生沉积构造发育，如水平或倾斜的化石碎片层

和凸面向上的壳瓣，较少有波痕和粒级分选层理。贝壳层多数在远岸处尖灭。简单和U形掘穴在边缘带普遍，底部没有*Thalassinoides*。动物群的分异度较低，腕足类、珊瑚和牡蛎类的*Gryphaea*很少出现，腹足类则常见。贝壳的钻孔普遍，结壳的表生动物群极少。

陆棚砂岩体（sand body）和粉砂质砂岩构成此相带的背景沉积物，呈席状砂岩层，宽15—70km，长40—200km，厚度不到4m，与盆地的延伸方向一致。砂岩碎屑为粉砂到很细的砂，粒径和分选性向东增加。砂的粒径在0.1mm左右突然截止，反映了在特定水体搅动水平下悬浮搬运作用的上限。陆棚砂岩体向海岸方向逐渐变为为页岩与不规则粉砂岩薄层互层。此互层形成沟道状砂充填的冲沟，冲沟最大深度向东增加到1m，常见流线，重矿物增多。陆棚砂岩带动物群在西缘最贫乏；中部分异度最高，有时与贝壳层相近；近岸处大为减少，*Liostrea*和*Cardinia*及腹足类组合几乎只有一个种。贝壳堆积常呈透镜状。东部再沉积的灰质砂岩结核增多，常呈圆球状。

上述岩相和生物相的横向差异表明，较大深度范围内的贝壳层是同时形成的，从未穿时，且其中的砂与海岸沉积物不同，说明贝壳层的形成与海面升降无关，不是形成于同一个相带。

2. 风暴对盆地的影响

（1）风暴层普遍存在 短时期强烈扰动的迹象见于盆地的各部分（沥青质页岩带除外）。风暴扰动使砂和淤泥横向移动，沉积作用间断。

沉积层大多数覆盖在风暴高峰期剥蚀的基底上。粒级分选层理普遍：泥岩中的粉砂质向上减少；底部均一的砂岩构造向上渐变为不同类型和规模的浪成斜层理，从显微镜下的“毫米波痕”和小规模的“正常波痕”到大规模的丘状交错层。细砂岩的粒度均匀，故未见到颗粒直径的粒级递变。上述原生构造都由波痕形成或与波浪有关。风暴层厚几毫米到几十厘米，最大厚度见于陆棚砂岩体。

（2）定向指示 南东—北西向构造有流线、工具痕、沟槽铸型和定向排列的海胆刺及木片等。风化面上的椎痕模铸，如砂岩层底部或沟槽铸型的底和壁，显示北西向和南东向两个最大值，指示古水流方向为双向；但沟槽铸型的充填作用却为单向，砂质充填物向南东倾斜，浪成波痕背风面的层理多数也向南东倾斜；波峰则成南西—北东向延伸。看来风暴主要来自南东向。

水体近南北向的扰动与盆地延长方向平行，构成丘状交错层理。波峰近东西向延伸，背面的层纹则向南倾斜。但各种流线和工具痕等都不成南北向。

上述两组不同方向的风暴作用区别显著。北西—南东向风暴潮以盆地浅部最明显；南北向风暴潮则以较深海域——陆棚砂体处较强。这两组风暴的能量和发生频率的变化，引起主导水流方向和沉积物搬运作用的改变。

四、埃及始新统贝壳层

1. 贝壳层的埋藏和层理

埃及始新统上部的几个贝壳层，特征显著，横向稳定，广泛用于详细对比地层。各贝壳层都有一系列复杂的剥蚀和集群现象，彼此有一定时间间隔，每次风暴事件后都有生物的反应。贝壳层厚0.5—1m。在吉萨金字塔等地，贝壳层的特征为：

1）贝壳层发育于冲蚀面上：冲蚀面普遍有*Spongeliomorpha*的掘穴，代表坚固底

质。

2）坚固底质上首先栖居*Carolia*：这个外足丝双壳类的先驱居群在贝壳层内多次出现。

3）动物群组成和沉积结构的变化常重复发生：*Carolia*化石群常被牡蛎或*Plicatula*取代，牡蛎常附着*Carolia*的壳或被珊瑚包覆。

4）后来的风暴扰动可以使原生底表生物居群变成为贝壳堆积：这些贝壳底质上栖居着特殊生物，如包覆有球粒的*Omphiomorpha*。

5）海胆类和*Turritella*等内生底栖生物代表泥质沉积作用和软底质：细粒沉积物被风暴重新沉积或冲走以后，贝壳残体则成为底表动物群和软底质的唯一记录（图2-31）。

上述贝壳层内的动物群变化虽然类似于"群落序列（community succession)，但主要是受环境波动影响的"群落更替"，而不是生物进化（Boucot，1975）。图2-32表示复合贝

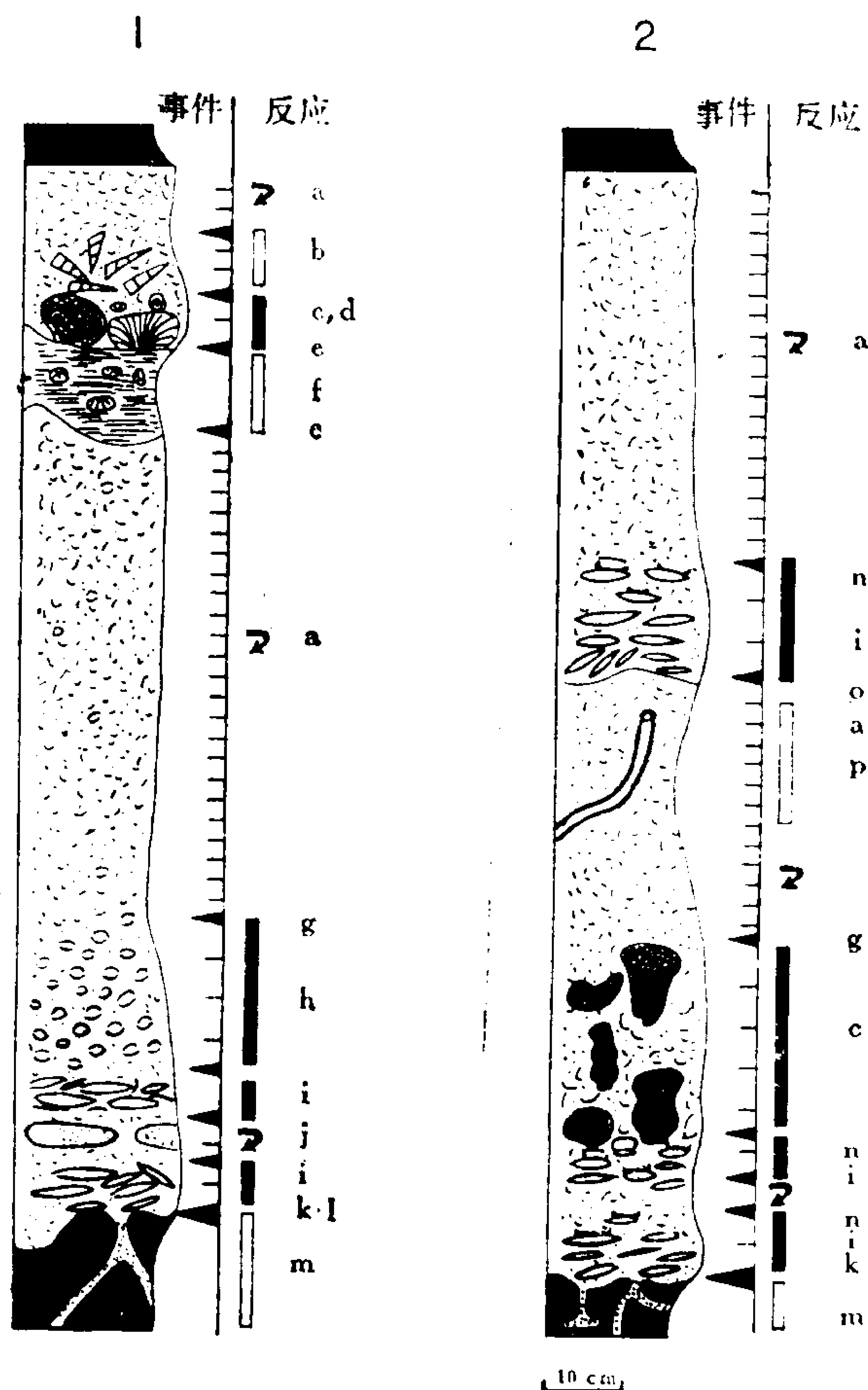


图 2-31　埃及始新统穆卡塔姆-卡西诺剖面贝壳层的剥蚀—沉积风暴事件和生物反应

图左方的地层柱表示沉积—剥蚀事件，当中的三角指示事件的位置；右方的符号代表生物的反应，黑线—表生动物群；黑框—内生动物群

1—*Plicatula*层；2—*Ostrea*层。a—贝壳堆积；b—*Turritella*；c—珊瑚；d—藻类；e—冲刷；f—Spatangoids类；g—重新沉积；h—*Plicatula*；i—*Carolia*；j—砾石；k—坚固底质；l—袋状铸型；m—*Spongeliomorpha*；n—*Ostrea*；o—剥蚀；p—*Ophiomorpha*

（据Aigner，1982）

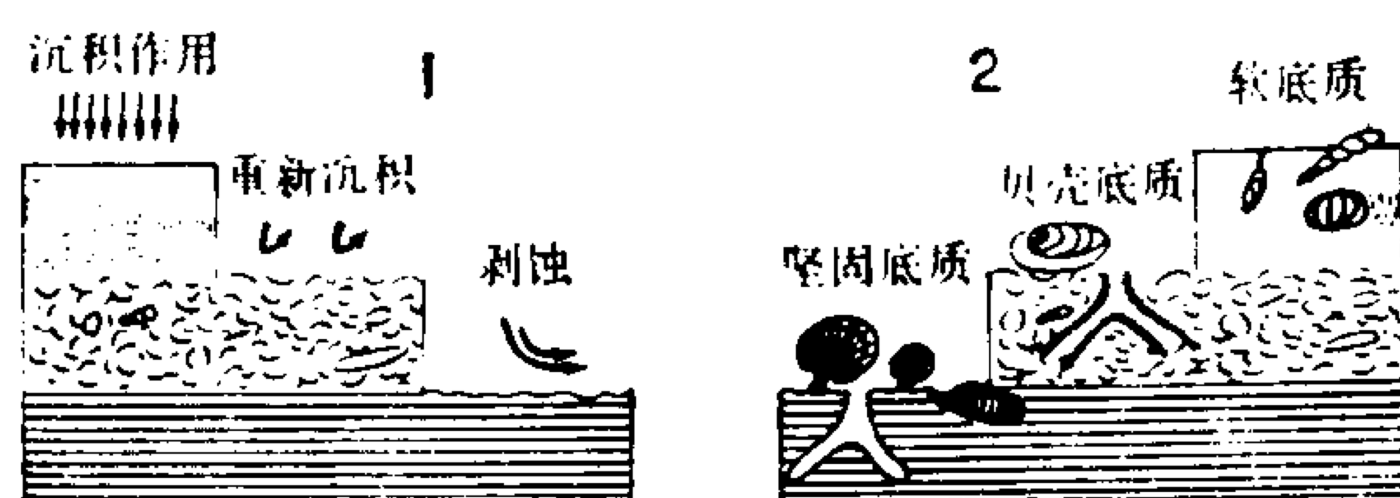


图 2-32 复合贝壳层的形成机制示意图
1—事件的作用；2—底质变化和生物的反应
（据Aigner，1982）

壳层的形成过程，沉积—重新沉积—剥蚀作用的风暴事件造成的底质变化和生物的反应。

一些贝壳层在不同层位出现形态相似，但又有所区别的动物群。将这些不同层位的动物群与风暴层之间好天气情况下的"背景动物群"比较，可以研究事件后动物群的演化。

五、美国西部上侏罗统贝壳层

1. 概 况

美国西部的怀俄明州和蒙大拿州南部上侏罗统牛津阶的砂岩贝壳层主要为钙质海绿石页岩、钙质海绿石砂岩和海绿石贝壳砂岩。贝壳砂岩多分散产于页岩和不含贝壳的砂岩层中，相当于牛津阶上桑代组（Sundace formation）下部红水段（redwater member）。

红水段下部由下向上石英颗粒粒径减小，上部则为钙质、粘土质或粉砂质页岩。该层富含箭石：*Pachytheuthis densus*，属低能条件下的广海平原沉积；上部则以钙质海绿石砂岩居多数，颗粒向上变粗，表明在海底平原上发育成砂坝。贝壳碎片最大直径可达6cm。岩性由具有小型交错层理的细砂岩渐变为具槽状和板状交错层理的中粒砂岩。

2. 砂岩贝壳层特征

（1）沟槽滞留沉积（channel lag） 贝壳碎片以双壳类为主，多为厚壳的*Ostrea* sp.，还有小型牡蛎、腕足类和*Camptonectes*等薄壳的双壳类。贝壳砂岩以石英砂为主，砂岩体厚1—4m，具大型板状和槽状交错层理。

沟槽滞留沉积的底面为侵蚀面，横截面成沟渠形，位于古沟渠的底部或作为凸镜状砂岩体的底部薄层，与砂嘴顶脊相交成30°—90°。

（2）风暴滞留沉积（storm lag） 岩性变化较大，粗贝壳碎屑包括厚壳牡蛎和薄壳的双壳类等。这种贝壳砂岩体厚3—30cm，平均厚约10cm，两侧延伸约10m。其下界的侵蚀面之下为页岩和砂岩，顶界和上覆地层成渐变接触。砂岩的较厚部位有时有微弱层理。页岩所夹的贝壳砂岩，贝壳周围的胶结物为生物亮晶灰岩；砂岩中所夹的贝壳砂岩，贝壳则由石英砂胶结。大的贝壳多以凸面向上，与底面大致平行。

风暴沉积的贝壳砂岩层在红水段中分布最广泛。

（3）涌浪滞流沉积（swell lag） 较为少见。贝壳主要是完整或近完整的薄壳双壳类*Camptonectes*等，同一层中的化石大小相近；围岩主要是钙质或海绿石质的粘土或粉砂。涌浪滞流沉积的砂岩贝壳层厚度一般小于20cm，局部可达3m，其层间则为好天气沉积的泥岩；底部未见侵蚀现象。

上述三种砂岩贝壳层的区别列于表3-7。

3. 沉积模式

表 3-7 红水段中的三种砂岩贝壳层

		涌浪滞留沉积	沟槽滞留沉积	风暴滞流沉积
贝壳的主要种类		海扇状的双壳类，保存完整	牡蛎、海扇状双壳类、海百合、腕足动物等，多为碎片	牡蛎、海扇状双壳类、海百合、腕足类等，常破碎
围岩	成分	海绿石粉砂和泥、石英	海绿石或石英	石英
	粒径	平均0.06mm	平均0.2mm	0.02—0.2mm
滞流沉积厚度		3—400cm	100—400cm	3—400cm
形态		席状	沟槽状	席状
底部接触面		清晰，无侵蚀	侵蚀明显，表面起伏明显	侵蚀面，起伏较低
上下层的岩性		泥岩	砂岩	泥岩或砂岩
地层位置		常见于完整剖面中部	在剖面顶部或底部	散见于整个剖面中

美国西部怀俄明州和蒙大拿州上侏罗统牛津阶红水段，砂岩贝壳层都是由风暴形成的，沉积模式示于图2-33。

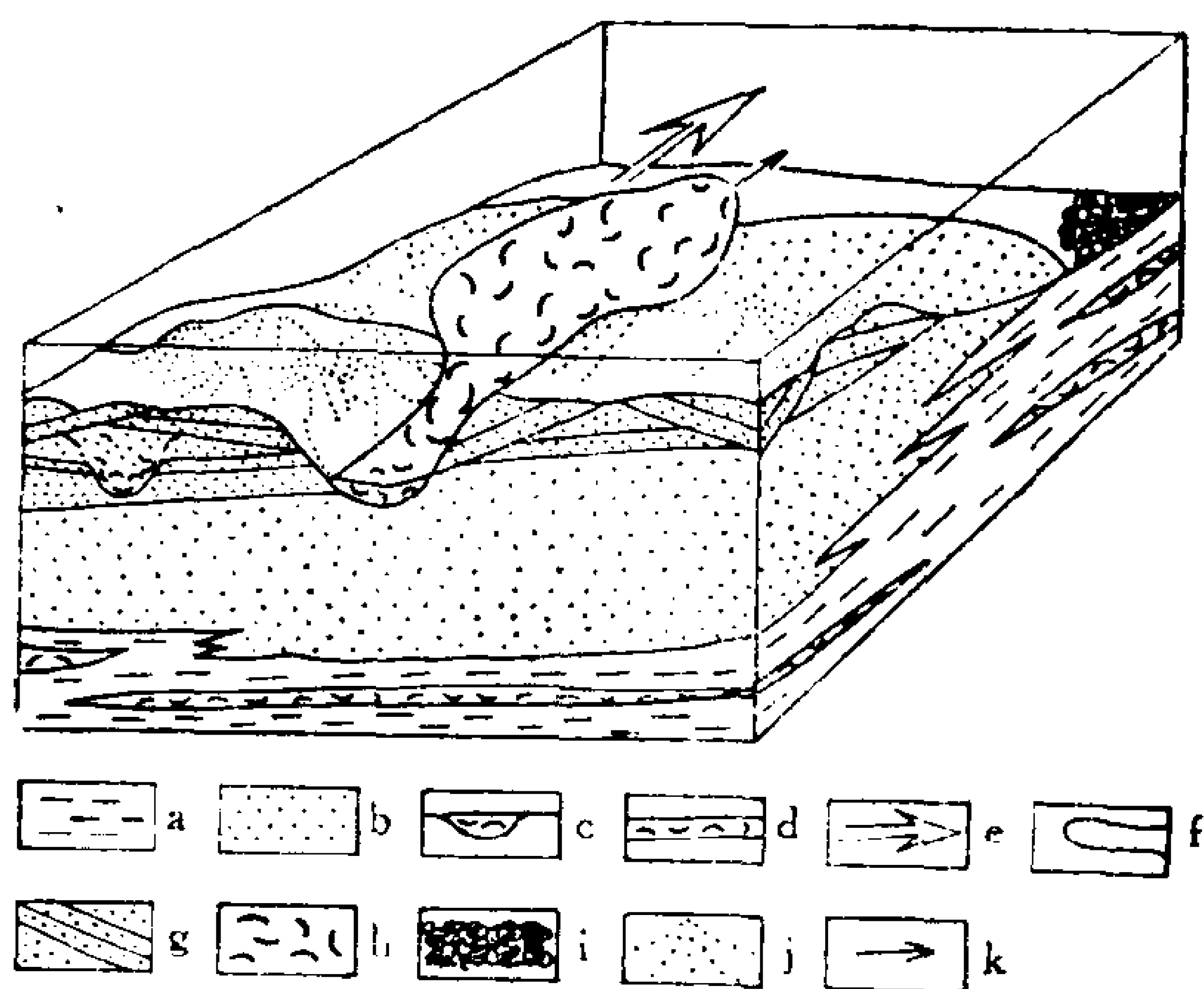


图 2-33 红水段三种砂岩贝壳层形成的模式

a—页岩；b—生物扰动和波痕粉砂岩；c—沟槽滞留沉积贝壳层；d—风暴滞留沉积贝壳层；e—风暴方向；f—海下平原；g—交错层砂岩；h—贝壳砂岩；i—涌浪滞留沉积贝壳层；j—海底砂嘴；k—风暴流

（据Brennor and Davies, 1973）

陆棚区的海底，在好天气条件下，由于波浪和潮的作用，由粉砂碎屑和海绿石砂构成砂坝。风暴期间，风暴潮和风暴波浪在砂坝上冲刷出沟槽，并且通过这些沟槽搬运其两侧的粉砂碎屑和贝壳碎屑。风暴增强时其搬运的碎屑粒径和数量也增加。风暴流由沟槽冲出后，仍能对海底平原进行冲刷，其前锋也能对较深处的海底沉积物和生物进行冲刷和干扰。

风暴逐渐停息时，风暴流的能量减弱，大量粗粒的贝壳砂屑、海绿石和粉砂等在沟槽中形成沟槽滞留沉积，其中包含多种贝壳；在海底平原上形成风暴滞留沉积的贝壳层；在海水较深的淤泥底上，风暴使贝壳集中，则形成涌浪滞留沉积贝壳层。由此可见，风暴作用在不同环境条件下，可以形成不同的砂岩贝壳层。

六、埃及始新统货币虫风暴层

1．货币虫层特征

埃及始新统中部的货币虫：*Nummulites gizehensis*层见于开罗附近，为厚层或块状灰岩，有0.5m厚的泥灰岩夹层。货币虫层主要为货币虫生物泥晶灰岩，包含粒泥灰岩、泥粒灰岩和颗粒灰岩。

图2-34示货币虫聚集层的生物组构，表明风暴作用是形成其层理和结构的主要因素。

（1）坚固底质 货币虫灰岩层的底界清晰，具有大规模冲刷、小的袋形地、直立洞穴和掘穴，还有舌形菌迹（Glossifungites），说明主要是由风暴事件暴露出的坚固底质。

（2）袋形地和直立洞穴 穴内充填紧密堆的颗粒灰岩，具有不定向的叠瓦状构造。这些凹穴中充填的货币虫呈扇形排列，分布于吉萨层顶部。凹穴充填物具有复合层理和合并层理。这些袋形地和直立洞穴都由风暴期的强烈涡流形成。

（3）冲蚀和充填构造 其出现顺序和规模不同，一般宽几十厘米，充填了货币虫亮晶灰岩，见于块状和无层理的货币虫灰岩层。

（4）平坦的蚀余堆积 薄层货币虫颗粒灰岩含有大而平的B型*Nummulites gizehensis*，常成叠瓦状排列，构成泥粒岩席，横向稳定。蚀余堆积是由粒泥灰质碎屑经过簸选，除去了小颗粒和A型的小货币虫形成的。

（5）剥蚀交错层 为层理平面所显示的波状构造，波长60—100 cm，波高10—25cm，形状变化大，属剥蚀波痕（errosive ripple）或"冲蚀波痕"（scour ripple）。

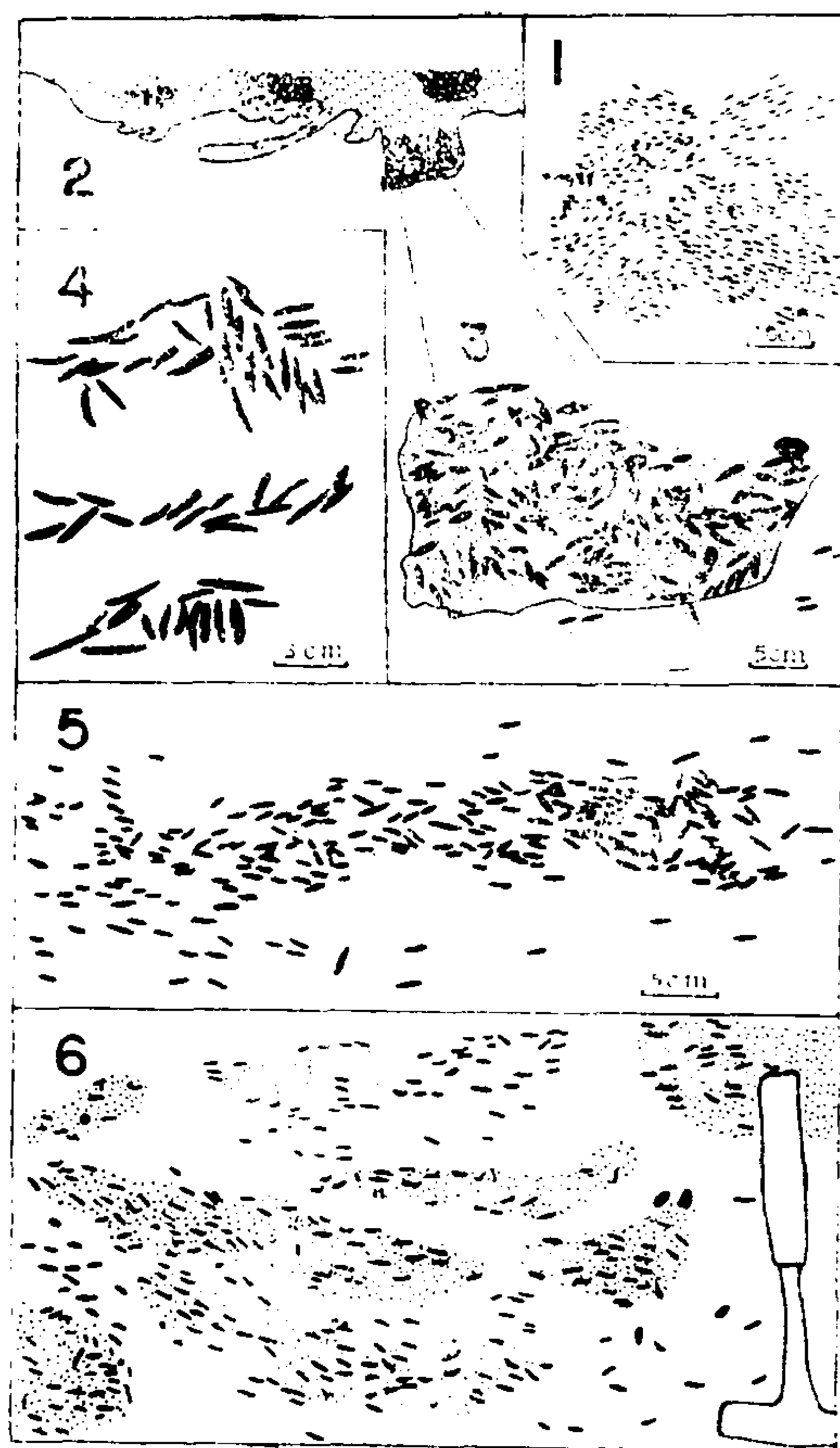


图 2-34 吉萨层货币虫堆积的生物组构

1—X形层理；2—坚硬底质，钻穴普遍，具剥蚀造成的高差；3—袋状穴充填构造；4—叠瓦状构造；5—有孔虫聚集于平坦沟槽中；6—小规模冲刷和充填构造（据Aigner，1982）

（6）叠瓦状构造 普遍发育，互相"接触"或"孤立"，多见于B型*Nummulites gizehensis*堆积中；侧立的叠瓦状构造少见。看来流水作用比单纯波浪作用更有利于叠瓦状构造的形成。

（7）分选和破碎 A型和B型的*Nummulites gizehensis*共生，分选不佳。许多货币虫壳化石受磨蚀和破碎，常形成杂乱堆积。值得注意的是，磨蚀现象在赤道地区的海底并不普遍。

2. 货币虫的沉积习性

为研究货币虫层的形成环境，需要了解货币虫多孔的壳质易受波浪重新沉积和成岩作用影响的特性。

（1）孔隙度 由扫描电镜、沉积实验和计算得出，货币虫化石的孔隙度仍达1—54%，随围岩种类和货币虫的大小而异。估计货币虫壳的原生孔隙度接近于菲律宾的现代有孔虫*Amphisorus*（72%），有利于储存石油和天然气。

（2）体积密度 变化很大，由1.28—2.71g/cm³，后者相当于纯方解石的密度。现代的*Amphisorus*的密度只有0.305g/cm³。

（3）沉降速度 由货币虫在水中的沉降速度，可以求出与其水动力性质相当的石英颗粒直径。直径7—24mm的货币虫沉降速度相当直径1.0—1.85mm的粗石英砂。

（4）临界搬运水流速度 上述粒径的石英砂参照Hyulström的图表，得出搬运水流的流速为30—40cm/s。用测流槽直接测得的临界搬运水流速度范围则是18—77cm/s。货币虫可以通过在水底滑动、滚动和跳跃的方式搬运。

3. 结论

埃及始新统中部货币虫堆积的层理类型和结构说明该层为风暴沉积层，其化石以较小的A型*Nummulites gizehensis*为主，可能代表原生群落。货币虫主要是原地漂选事件形成的沉积，但未有生物礁构造，可以称为“货币虫建隆”。

货币虫受充填前一定很轻，在水流速度低到20—80cm/s时仍易受到再沉积作用，相当于风暴事件时海水100m深处的波浪流速。

埃及始新统货币虫堆积形成的机制，类似美国佛罗里达州现代碳酸盐淤泥形成过程中的风暴沉积作用。

第三章　缺氧事件和黑色页岩的形成

一、海洋缺氧事件

1. 地质历史上的缺氧事件

黑色页岩沉积所代表的海洋缺氧事件在地质历史上多次出现，多属于区域性事件，但有些缺氧事件可能分布很广，成为大区域甚至洲际地层对比的重要标志之一。分析缺氧事件的原因和形成环境，可以进一步认识其岩相和古地理特征，以及区域地质发展历史。

欧洲早古生代发生了三次大规模缺氧事件：中寒武世—晚寒武世早期，延续时间约30Ma；中—晚奥陶世兰代洛—卡拉道克期，约延续32Ma；志留纪早期，约12Ma。欧洲白垩纪的缺氧事件更为典型，可分下列几幕：巴列姆—阿尔布期，约25Ma；赛诺曼—土伦期，约9Ma；康尼阿克—三冬期，约5.5Ma。这些缺氧事件还见于美洲、非洲北部、大洋洲的广大区域和我国。地科联的国际对比计划58项（IGCP, Project 58），下设两个小组，专门研究白垩纪中期的铁氧事件。我国华南地区的黑色页岩广泛分布，如扬子区和浙西地区的下寒武统，中奥陶统、上奥陶统顶部、下志留统底部以及桂北泥盆系的南丹型地层等都有许多黑色页岩，铁氧事件的研究大有可为。

2.缺氧事件的时间规模（图3-1）

1）巨大规模变化：对应地史上黑色页岩生成多的纪，如古生代中期和中生代中晚期，延续时限约为100Ma。

2）大规模变化：形成一系列黑色页岩层，可与其它沉积岩互层，由海底循环、有机物供应和海面波动等的长期变化形成。如欧洲的里阿斯统上部和启莫里阶的伦敦粘土，延续时限为几十万到几百万年。

3）中规模变化：由重复出现的一系列黑色页岩形成，如大西洋地区晚白垩世地层中的氧化-还原旋回。黑色页岩形成的中规模变化，主要受海面升降、氧的消耗和有机物供应控制，沉积物和有机物迅速注入水盆地也有影响。一个黑色页岩层的形成，一般经历几

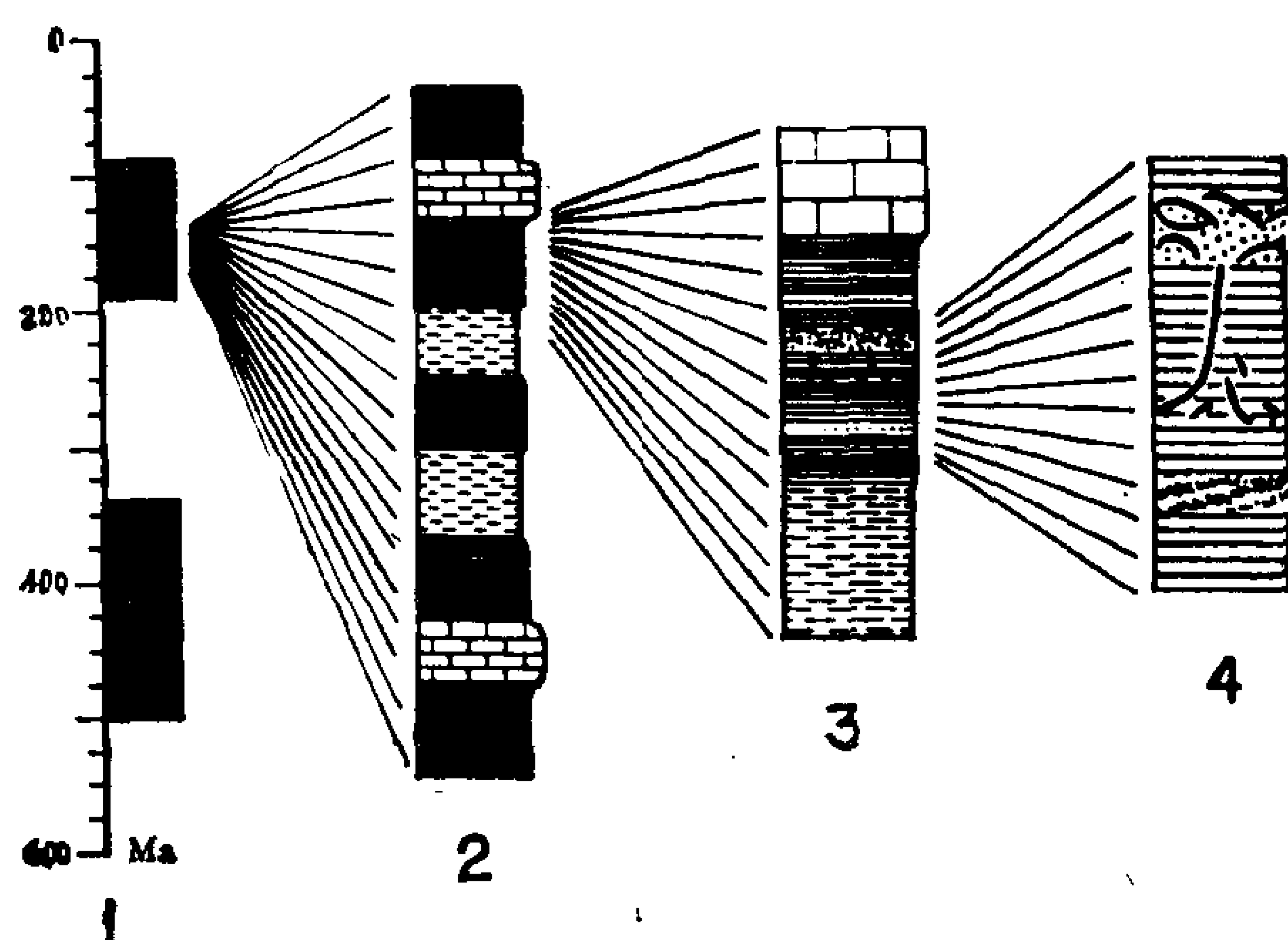


图 3-1　缺氧事件形成黑色页岩的变化
1—巨大规模变化；2—大规模变化；3—中规模变化；4—微规模变化
（据Mentzel, 1982）

十年到一百万年左右。

4）微规模变化：形成典型的黑色页岩层纹，代表一年到几百年。非周期性变化事件主要形成夹层和层纹，周期性的季节纹泥则属于迅速堆积。

二、黑色页岩的形成环境

（1）热盐度水层 海盆中盐度较高或温度较低的海水密度较大，形成比较稳定的下部水层。缺氧事件的形成是因为海盆的有机物供应多和海底水循环不畅，海水表层有机物的生产率（Productivity）为低到中等，如白垩纪北大西洋的黑色页岩。热盐度水层形成的黑色页岩，可以沉积于海底山脉发育处或海水环流受到局限的海底凹处。缺氧期的结束多数是因为海流加强或构造运动改变海盆状况，增加了水体循环。

（2）上涌水流区 有机物供应丰富的上涌水流区，主要位于海盆东部，如二叠纪的磷灰岩组、摩洛哥海岸盆地白垩系土伦阶的黑色泥灰岩，以及非洲和南美洲西部的现代大陆坡沉积等。上述这些环境都发生了缺氧事件。

上涌水流区的海面有机物生产率高，可以引起下层水体缺氧，形成的黑色页岩常与磷酸盐矿物和燧石共生。但是如果上涌水流区有机物分解所消耗的氧得到深海内部供应的氧补偿，这时则不形成缺氧状况。水体循环、海平面升降和海盆地形的变化等因素，都可以结束由上涌水流所造成的缺氧期。

（3）海平面升高 海平面升高促使近岸海水表层生产率提高，也会引起下层海水缺氧，以黑色页岩常形成于最大海侵期。海侵与比较迅速的海底升降相叠加，就可以重复形成黑色页岩，例如边缘海的韵律沉积的煤层，和现代黑海的局限海盆沉积。由于海平面升高缺氧事件所形成的黑色页岩比较少，在沉积旋回中的位置固定（图3-2）。

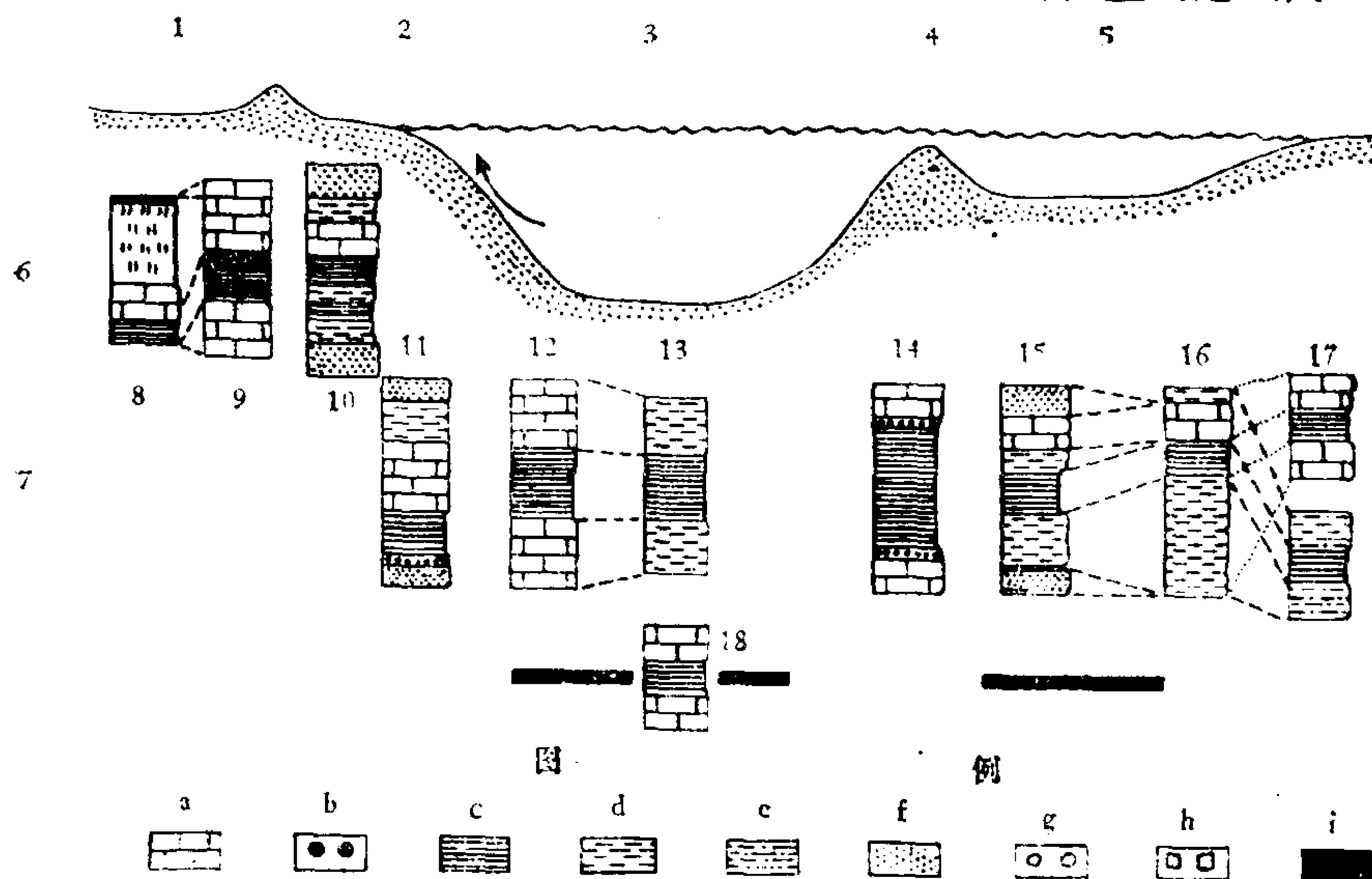


图 3-2 不同环境下所形成的黑色页岩

1—干盐湖复合体；2—陆棚；3—广阔大洋；4—海底山脊或岛屿；5—海盆；6—陆相；7—海相；8—化学沉积物；9—碎屑沉积物；10—含煤沉积物；11—海岸上涌水流沉积物；12—13—生产率高或氧耗尽的沉积（12—在碳酸盐溶解补偿深度以上；13—在补偿深度以下）；14—海岛或海底山脊附近的上涌水流沉积物；15～16—深海沉积（15—地中海型；16—黑海型）；17—浅海盆地沉积物；18—碳酸盐和（或）碎屑沉积物

a—碳酸盐岩；b—磷酸盐结核；c—黑色页岩；d—泥岩；e—碎屑物质；f—砂岩；g—砾岩；h—盐类；i—煤

（据Wetzel, 1982）

第四章　古气候事件

地质学家长期研究地球历史中的古气候变化，根据冰盖、珊瑚礁、红层和蒸发盐岩的分布，查明了代表热带、温带和寒带气候的特征化石和沉积物。M. Milankovitch(1938)提出地轴倾斜度变化引起古代气温变化的假说。本世纪50年代以来，化石骨骼氧同位素比测定和深海钻探连续岩心，揭示了古气候变化的详细过程。Berger（1981、1982）提出了古气候阶跃变化事件和反馈，探讨古气候迅速变化的机制。我国学者吴世迎和郑淑蕙等（1982）用氧同位素曲线对比深海地层。刘东生等（1983）以黄土层记录的古气候干湿变化与海洋沉积物的同位素比曲线相比较，实现了海陆地层的直接对比。

第一节　古气候变化

一、氧同位素比与古温度

1. 氧同位素比

Urey 1947年提出，根据化石骨骼硫酸盐中的氧同位素比可以测定古代海水的温度。

氧的三种稳定同位素——^{16}O，^{17}O 和 ^{18}O 在海水中各占其氧的总重量的 99.763%，0.0375%和0.1995%，都可以形成各种含氧化合物，广泛存在于自然界。

通常把^{18}O称为重氧，用$\delta^{18}O$表示所测样品与标准样的重氧同位素比之差：

$$\delta^{18}O(‰)=\left[\frac{(^{18}O/^{16}O)_{样品}}{(^{18}O/^{16}O)_{标准样}}-1\right]\times 1000‰$$

一般以美国南卡罗来纳州的皮底层箭石：*Belemnitella americana* 的碳酸钙作为氧同位素比的标准，称为PDB值。

2. 根据氧同位素比恢复古温度

骨骼碳酸钙的氧同位素比与形成时的温度有关。Craig（1965）修订的温度公式为：

$$t(℃)=16.9-4.2\ (\delta^{18}O_s-\delta^{18}O_{sw})+0.13(\delta^{18}O_s-\delta^{18}O_{sw})^2$$

式中 $\delta^{18}O_s$ 为样品的硫酸钙氧同位素比，而 $\delta^{18}O_{sw}$ 则为骨骼生长时古海水的氧同位素比。

由温度公式可见，骨骼硫酸钙的氧同位素比由古海水温度和古海水氧同位素比决定。因此氧同位素比的变化可代表：

1）温度升降：每变化1‰相当水温变化为4—5℃。

2）大陆冰盖体积的变化：海水中的^{16}O比较容易蒸发，降水积冰，使海水中的$\delta^{18}O$增加。

3）由于蒸发作用、淡水注入和沉积作用的变化，海水成分发生区域性变化。

4）季节温差、溶解作用或者生物的生理作用差别（生命效应）的变化等。

二、碳同位素比与古环境

（1）碳同位素比的确定 碳元素常见的稳定同位素是^{12}C和^{13}C，一般^{12}C约占碳元素重量的98.9％，^{13}C只有1.1％。

碳同位素比的规定与氧同位素比规定一样：

$$\delta^{13}C(‰)=\left[\frac{(^{13}C/^{12}C)_{样品}}{(^{13}C/^{12}C)_{标准样}}-1\right]\times 1000‰$$

碳同位素比一般也采用PDB标准。

（2）古环境意义 碳同位素比的变化可以代表：

1）表层水和深层水^{13}C富集程度的相对变化，与海水的养分含量和分层化程度有关。

2）碳酸盐和碳进入或退出海洋—大气系统的比例不同,因有机物中碳的$\delta^{13}C$值比较低。

3）深海循环的变化引起深海水的HCO_3组分的区域性变化，因古老的海水含^{12}C比较多。

4）其它因素，如生物的生理活动差别、季节变化、溶解作用和火山活动的变化等。

三、古气候的两种状态

（1）温室状态和冰室状态的划分 Fischer（1982）把地球的古气候分为两种状态：在温室状态下，气温随纬度变化的梯度低，极区温暖潮湿，海洋较为温暖，海水对流阻滞。温室状态的气候控制着中寒武纪到泥盆纪末和从侏罗纪到始新世晚期。

冰室状态的气温纬度梯度高，极区干燥寒冷，发生海冰和大陆冰盖；海洋整体比较寒冷，对流活跃，富氧。冰室状态出现于从前寒武纪末期到早寒武世、晚古生代到三叠纪末和第四纪。

地球历史上的一系列生物危机，如前寒武纪末（距今约570Ma）、晚泥盆世（距今约355Ma）、三叠纪末（距今约192Ma）和始新世晚期（距今约40Ma），标志地球主要气候状态的转折点，两个气候旋回为300Ma。温室和冰室状态的交替成为地球气候变化的主要趋向，其周期约150Ma。周期性和非周期性的气候事件则为次要过程，如寒武纪与奥陶纪之交在温室状态中出现了高纬度冰川。

（2）温室状态与冰室状态交替的原因 Fischer（1982）提出，板块活动和地幔对流是温室状态和冰室状态交替的原因，周期为300Ma，一般归因于银河转动的周期。

前寒武纪末期以来的两个气候旋回，开始都是处于地幔的对流期，有许多热柱和细胞，较大的岩石圈板块和联合大陆（Pangaea）型的超级大陆破裂分离，大陆地块被广泛淹没。裂谷带的玄武岩火山带和俯冲板块边缘的花岗—安山岩火山带大量释放CO_2；陆地面积缩小，使风化作用消耗的CO_2减少，结果大气圈的CO_2含量增加，地表形成温室状态。

冰室状态的特征则是地幔对流和活动板块数量减少，大陆增生，海平面下降。火山活动减弱，风化作用加强，大气中CO_2含量减少。

寒武纪末期大陆分裂，前寒武纪末的冰室状态让位于温室状态，与海平面大规模上升相巧合。

第二节　气候阶跃事件

一、概　　述

1．气候阶跃的存在

《格罗玛·挑战者》号深海钻探岩心的古海洋学资料说明，海洋环境和古气候变化中有一些急剧变化期，即阶跃（Step），是海洋温度系统短暂的转换期，其证据主要是浮游有孔虫和底栖有孔虫壳的氧同位素比（图4-1）。

新生代的古气候变化有三类阶跃事件：（1）加强某个古气候变化趋向，如水圈或碳圈的变化加强了古气候变化；（2）与气候变化趋向无关，由外界条件决定；（3）与总趋向相反的古气候阶跃，称为"回弹事件(rebound event)"。阶跃变化是研究气候系统的反应特性和进行全球范围高分辨率地层对比的重要手段。

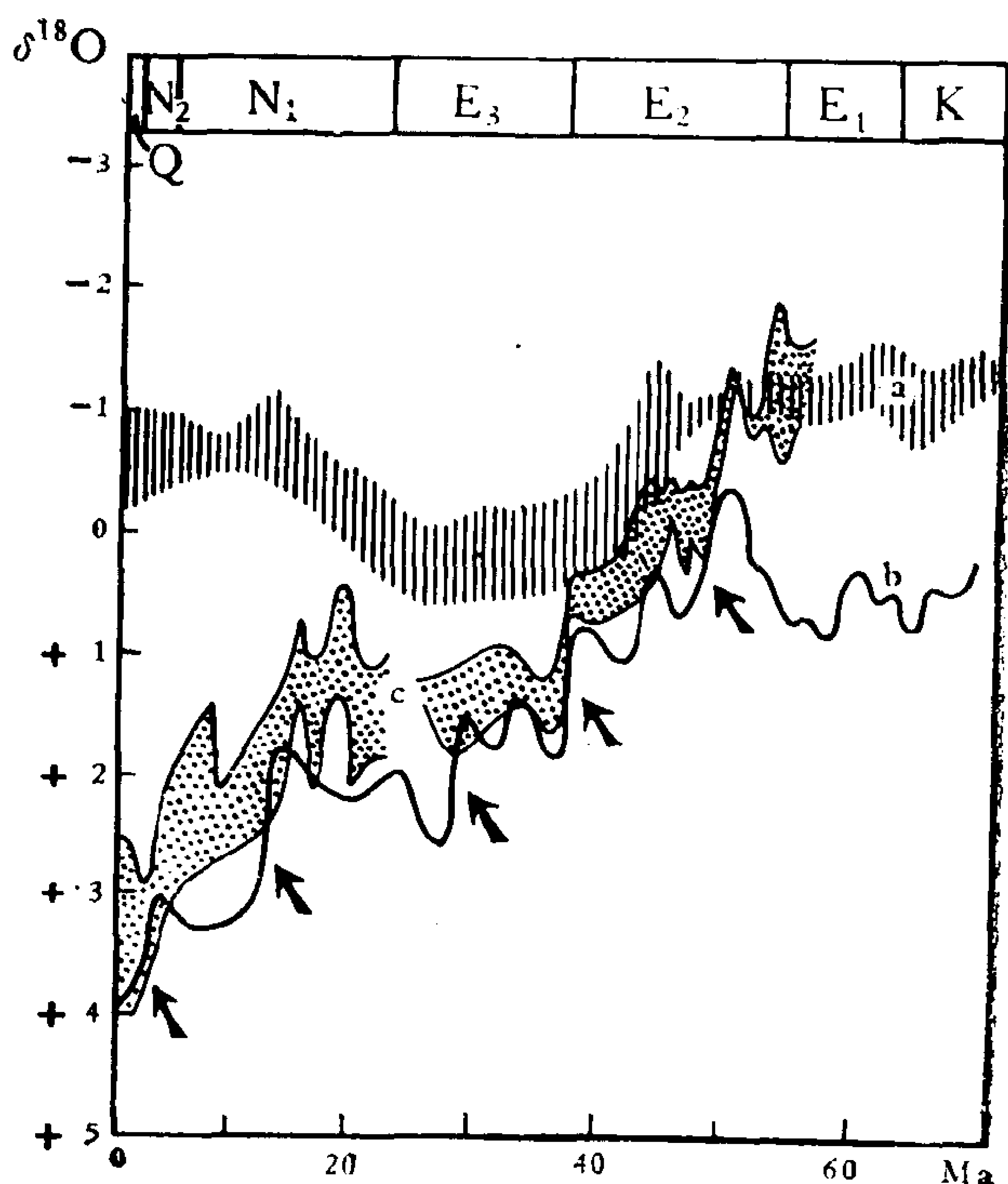


图 4-1　由太平洋深海沉积物获得的新生代有孔虫氧同位素比变化趋势

a—浮游有孔虫的变化范围；b—底栖有孔虫的变化（以上据Douglas和Savin 1975、1977，采自太平洋中部）；c—上方和下方的实线分别代表浮游有孔虫和底栖有孔虫的变化（据 Shackleton 和 Kennett，1975，采自澳大利亚和新西兰以南的深海）。图中箭头表示主要气候阶跃变化

2．气候阶跃的概念

"阶跃"一词本来是电子电路等系统分析中的阶跃函数概念。一个系统的反应是由"输入信号"所引起的瞬时变化，例如电子控制系统的输出电压随输入端电压的突然变化而改变。这种系统的特点是具有反馈，部分输出信号传回输入端；反馈信号与输入信号变化同相，就是正反馈，放大输入信号；负反馈与输入信号的变化反相，减小信号的变化。正反馈过强时会使系统不稳定甚至振荡。

阶跃函数的反应表现该系统的反馈效率。高度灵敏的系统没有阻尼，反应迅速，但易于超过其平衡状态，发生过量，甚至能使反馈改变方向，系统向相反方向变化，超过平衡点，产生振荡。这种振荡类似于电回路或者钟摆和弹簧的振荡。

有几种冰期理论述及带弱阻尼的反馈系统，但要使振荡继续进行则要有外界的刺激。Milankovitch理论关于地球自转轴摆动的机制，满足了这个要求。中等阻尼系统可以消除过量所引起的振荡；强阻尼系统对输入值的变化反应很慢，很长时间才能回到平衡状态。

新生代有些时期属于弱阻尼系统。弱阻尼系统的气候特征是波动强烈，气候系统的不稳定性增加，在更新世达到顶峰。气候阶跃的频数增加，近1Ma约10万年有一次阶跃。冰期的结束（termination）可能发生过量和振荡。很热的 Alleröd 期之后，就是很冷的 Younger Dryas期，紧接着末一次冰期结束，符合过量的假说，振荡周期约2,000 年。

3．研究气候阶跃的意义

1）易于发现气候迅速变化期的主要控制因素。

2）如无明显外因，就说明气候系统内部有强正反馈作用。

3）由气候最大变化率可以推测气候系统内部阻尼的强弱，是气候系统最有趣的信息。

4）根气候阶跃前后的比较，可以区分稳定和不稳定的气候阶跃事件。

5）气候阶跃事件是对比海盆与陆棚地层的有效手段。

二、气候阶跃的原因假说

1．反射率反馈说

（1）地球表面的反射率 阳光提供大气的能量。太阳辐射达到地球表面后，其中一部分被反射到宇宙空间，这个被反射的比例就是反射率。地球的总反射率一般为28%左右，受区域大气状况，尤其是云的覆盖影响很大。地面的反射率与阳光的入射角度有关（表4-1）。

表 4-1　地球表面晴天正午的反射率（%）

（据 Berger，1982）

地球总反射率		28
全球年平均反射率		14
海洋	低纬度	4—7
	中纬度	4—19
	高纬度	6—50
	水中浮冰	40—55
南极大陆冰盖		85
大湖	最小值（夏季）	6
	最大值（冬季）	55
陆地	沙漠	20—30
	草地、针叶林和落叶林	15
	热带雨林	7
	沼泽	10
	覆盖冰雪的陆地	35—82

（2）反射率反馈 由上表可见，海陆分布、植被和结冰的变化对地球的总反射率影响很大，能改变地表温度，进而影响植被、结冰以至海侵的范围，导致反射率进一步变化，形成了反射率反馈。

由水面变成冰雪或者相反，反射率的变化可以达到最大值。新生代气候史的主要标志是形成大陆冰盖和海退，造成全球的反射率减小，更促进变冷的进程。陆块向北移动和两极海洋的热隔离也有促进作用。下列为几种反射率正反馈作用：

1）变热→冰雪覆盖减退→反射率减小→进一步变热。

2）变热→冰盖减小→海面上升→反射率减小→进一步变热。

3）变热→湿度增加→森林生长→反射率减小→进一步变热。

4）变热→风减少→播扬灰尘减少→反射率减小→进一步变热。

变热期的正反馈作用产生升温的阶跃；变冷则使阶跃的方向相反。但海面下降到陆棚边缘时，项2)的正反馈大为减小。反射率变化中也有负反馈，如气候变冷时空气含水量减少，减少云层覆盖，使全球的反射率减小，温度上升。究竟以哪种反馈为主，是由具体条件决定的。

新生代的气候以项1)和项2)的正反馈为主，造成了一系列的气候阶跃，冰盖与海面的消长成为气候不稳定的根源。新生代气候波动看来是由冰盖超过临界值所引起的。

2．碳的反馈说

（1）碳的循环 主要气候阶跃与碳循环的变化相联系，由碳同位素比 $\delta^{13}C$ 和碳保存的高峰都可以说明，后者总与更新世冰川减退有关系。

大气的CO_2含量影响气候的温室效应已经提出了一百多年。Hansen等（1981）计算，大气中CO_2的分压$_pCO_2$增加一倍，约可以使全球平均气温上升2℃。南极冰钻孔的分析得到了$_pCO_2$变化的证据。

深海钻探记录表明，新生代火山活动强度的变化会影响CO_2供应；风化作用强度的变化则影响CO_2的消耗。有机碳积累速度和磷循环的波动也影响到碳的循环。因而大气中CO_2含量是经常变化的。

CO_2迅速进入大气或者离开大气也会形成气候阶跃。与大气关系密切的碳的储存列于表4-2，其各自的规模可迅速变化，影响大气的$_pCO_2$。海洋等的碳储存规模远超过大气，

表 4-2 对10万年规模变化有影响的碳储存

（据 Berger，1982）

储 存	质量(10^{17}g)	ACM ①	平均$\delta^{13}C$(‰)
大气 CO_2	6	1	-7
海洋溶解的碳（主要是HCO_3^-）	350	58	0
易受影响的碳酸盐			
深海底（1m以内）	100	17	
陆棚底（1m以内）	5	1	+1
陆地（10^5年淋滤量）	50	8	
易受影响的有机碳			
生物圈（森林）	8	1	
土壤碳（腐植质和泥炭等）	20	3	-25
海底扰动层	6	1	
河流全部碳（每千年）	10	2	
火山CO_2输入（每千年）	0.5—2	0.2	-7

① ACM＝大气中碳的质量

对大气的影响大。

（2）碳的反馈 碳酸盐和有机碳循环的反馈机制恰好相反，碳酸盐循环中的正反馈因素，在有机碳循环中则为负反馈因素（表4-3）。

表4-3中碳酸盐和碳都存在正负反馈，而以哪种反馈为主则由外界的其它因素决定。碳圈的反馈系统没有强大的正反馈机制，因而没有冰盖时期的大规模气候阶跃。但中新生

表 4-3　碳圈的反馈机制

（据 Berger，1982）

正反馈
碳酸盐循环
海平面上升→沉积陆棚碳酸盐→释放 CO_2→积冰融化→海平面进一步上升
陆地面积减小，CO_2的消耗减少，但是温暖潮湿气候有利风化作用，吸收 CO_2
海平面下降效果与海平面上升相反，但深海碳酸盐和继续沉积，抵消陆棚碳酸盐的溶解碳循环
海平面上升→剥蚀减弱→运到海中的养分少→海洋产率下降→形成的有机碳少→由空气吸收的CO_2少→变暖→冰融化→海平面上升
海平面下降的效果与海面上升相反
负反馈
碳酸盐循环
海平面上升→剥蚀减弱→养分流入海洋少→碳酸盐沉积少→CO_2 释放少→变冷→海平面下降
海平面下降的效果与海平面上升相反，但效果更显著，因开始剥蚀可产生营养供应高峰
碳循环
海平面上升→淹没河口湾，沼泽湿地和泻湖聚集富有机质沉积物→吸收大气CO_2→变冷还有陆地沉积物增加、海洋面积加大、反射率下降使气候变热、生物圈和有机碳的积累增加等因素
海平面下降的效果与海平面上升相反，但以前积累的有机碳容易受到剥蚀，产生碳的高峰

代有机碳和养分的储存较多，亦可造成正反馈和气候阶跃。碳循环与气候阶跃关系密切，大气中的CO_2含量变化影响其温室效应的大小。水圈循环与碳圈循环在气候变化过程中互相增强或抵消，这个循环反应相互产生的振荡，就是气候阶跃。

3．水道事件

海峡和水道的开合，影响海洋环流，从而影响气候。但常有几个水道事件可能成为一个气候阶跃事件的原因。如与始新世早期气候阶跃事件对应的有澳大利亚与南极大陆分开、北大西洋和北冰洋的通道形成以及印度板块和亚洲板块开始碰撞，关闭了热带的东西向水道。始新世末期事件则有澳大利亚与南极间的水道加深，特提斯海中部关闭；中新世末期南大洋的德雷克海道张开，特提斯海闭合，大西洋向挪威海和北冰洋的海流进出。6Ma前的事件对应地中海的隔离；3Ma前的事件使巴拿马海道关闭；更新世末北冰洋隔离。

水道事件与气候阶跃关系的指定多是武断的并且未进行热平衡分析，其证据不充分。

4．泛滥和干化事件

半隔绝的洋盆迅速注入海水或变干，造成全球性的海退和海侵，通过反射率变化可以造成古气候阶跃变化。地中海、墨西哥湾和大西洋的盐类沉积表明，联合大陆解体后形成一系列巨大蒸发盆地，陆棚沉积物中应能找到相应的气候阶跃证据。

三、新生代气候阶跃的频度

根据化石的丰度和种类的变化以及稳定同位素组分，确定了深海钻探连续岩心所代表的气候阶跃事件的频度。下面择要列出新生代主要的气候阶跃，可见其频度是逐渐增加的（据Berger，1982）。

（1）白垩—第三纪界线事件（约65Ma）　海洋浮游生物等大规模绝灭，气候有突变。

（2）古新世—始新世界线事件　短期极热气候，热带动物群和植物群扩展。

（3）早—中始新世变冷阶跃事件　气候带向赤道移动，深海水变冷，形成燧石。

（4）始新世末绝灭事件（约38Ma）　高纬度和低纬度变冷，极区扩大。深海底栖动物群急剧变化，碳酸盐的补偿深度急剧加深。

（5）中—晚渐新世氧同位素比变化（约30Ma）　深海底栖有孔虫首次出现较重的氧同位

素值，可能因极区形成海底冷水造成。

（6）中新世中期氧同位素比变化（约15Ma） 氧同位素比变大，可能因为南极积冰造成。

（7）碳同位素比变化（6Ma） 海水碳同位素比变小，推测由海退使大陆剥蚀加剧，大量有机物冲入海中，pCO₂改变。

（8）墨西拿期盐度危机（约5.5Ma） 地中海因海退与大洋隔绝，大规模降温。

（9）更新世气候波动开始（3Ma）

（10）气温重新开始波动（1Ma）

（11）晚更新世事件（约0.8Ma） 冰川迅速融化，中纬度区变暖，pCO₂变化。

四、气候阶跃的特征

（1）突然事件和临界事件 前述阶跃事件中，只有白垩纪末事件确实是一个突发事件，可能由宇宙原因引起的。海面下降和碳酸盐沉积状况的变化或不同动物类群分异度的下降，可能加剧灾变事件所造成的动力。

其它气候阶跃事件，原则上都是可以预测的。第三纪的主要气候阶跃都有加速变冷的总趋向。每次阶跃中地表都局部变白，气候变冷，雪和冰的积聚。这些气候阶跃属于临界事件（threshold event）；水圈反馈形成反射率阶跃。

（2）回跳事件 回跳事件与第三纪气候变冷的总趋向相反，次数也相当多。更新世末期的冰川消退事件尤其引人注目。回跳事件有三个因素：外因或负反馈暂时压倒了气候变冷的趋势；积聚了足够的冰，海平面可以迅速上升；海平面上升、冰盖消融和植被增加，使反射率发生正反馈。近1Ma以来的气候频繁发生变冷阶跃和回跳事件，不稳定性极大。此时期水圈反射率变化的影响区也极大，冰期的冰盖体积达到了最大值，因此其正反馈的主要来源比新生代其它时期都强。

（3）气候阶跃的诱因和稳定性 气候阶跃的诱因，说法不一，大致可归纳为以下几类：

1）与新生代气候变冷有关的地质状况，如北半球大陆离开赤道，南极和北极的热隔离、山脉隆起和全球海退；地球轨道变化，太阳输出能量变化和宇宙的相互作用；火山活动、海平面变更及海洋盐度变化也都与古气候变化有关系。

2）有些气候阶跃中交替出现稳定期和相干期。新生代反射率反馈和冰体积加大的作用增强，使渐新世以来气候稳定性下降和信息的相干性增加。

3）地中海和北冰洋等半隔离海盆也是气候不稳定的原因。水道隔离和突然连通，以及深海环流的变化可能造成大规模咸水或淡化水储藏。如地中海的深海超咸水流出与北大西洋深部水的形成有关。地中海的气候与挪威海的热平衡关系密切，其本身成为强有力的"气候放大器"。

4）积冰和隔离盆地构成水的"暂态储存"，可以使海洋一大气气候系统出现地球化学的不平衡；此外还可能有碳、磷和盐类等因素的影响。新生代暂态储存的效应小于冰体积对海平面变化所起的作用。

总之，新生代的气候阶跃确实存在，主要由水圈变化通过反射率反馈的机制造成。碳循环变化产生的温室效应较不明显，碳的阻碍和平衡反馈可能减小气候变化。反射率的迅速反馈使气候变化沿正方向过头，产生过冷或过热，滞后的温室效应则反转气候变化的趋向。最后一次间冰期的气候阶跃就显示了由这两种机制所形成的气候振荡系统的作用。

第三节　同位素地层学和气候地层学

深海钻探计划和氧同位素比测量得出的古气候变化资料为大区域性甚至全球性地层对比提供了新手段，兴起了对比深海大洋沉积岩心的氧同位素地层学，甚至直接对比深海和大陆内部黄土地层的气候地层学。

一、氧同位素地层学

吴世迎等（1980）测定中太平洋西部翁通爪哇海底连续岩心（L2011钻孔）。中有孔虫*Globigerinoides sacculifera*壳的氧同位素比，其PDB值曲线（图4-2）分为8期，与太平洋、印度洋、大西洋和加勒比海等深海钻探岩心的氧同位素曲线可以对比（图4-2）。

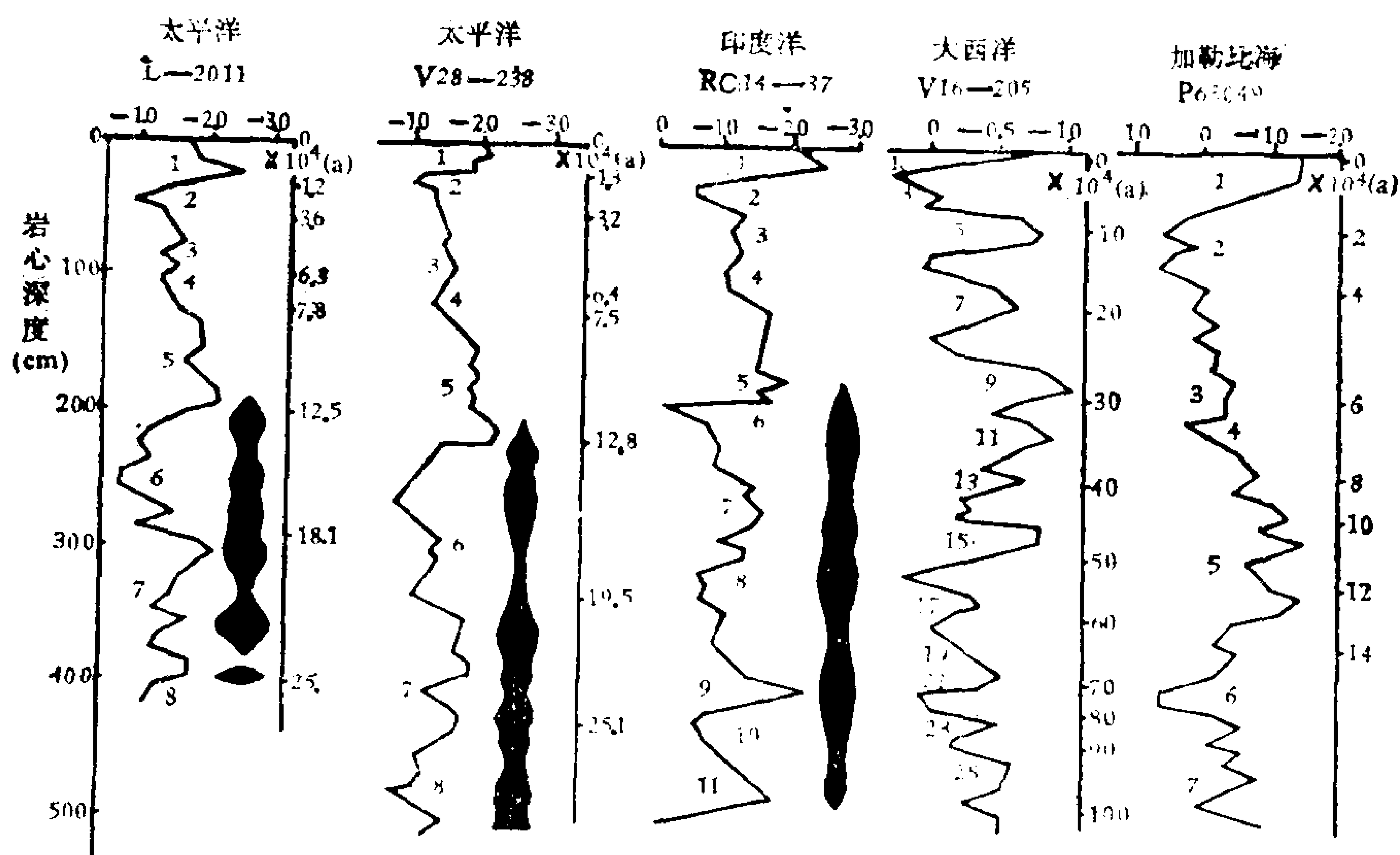


图 4-2　太平洋L2011岩心与其它深海钻探岩心氧同位素比对比图

横座标为各岩心的$\delta^{18}O$‰PDB值。右侧纵座标为距今年代。涂黑处的宽度表示有孔虫 *Globigerinoides ruber*的粉色壳占该种总数的变化情况

（据吴世迎等，1982）

图4-2中，太平洋西部 L2011钻孔的氧同位素比曲线1—2期界线，为冰期与全新世的交界，约1—1.2万年前，$\delta^{18}O$由2期的－1.13‰迅速减小为1期的－1.98‰。当时全球气候转暖，冰融水造成的氧同位素比下降广泛出现于太平洋、大西洋、加勒比海和墨西哥湾的深海钻探岩心，由冰期转为冰后期；南极冰钻孔的氧同位素比也有反映。这次古气候事件与古地磁的哥德堡事件相合。

L2011岩心的5—6期界线上，$\delta^{18}O$也由6期的－1.20‰迅速降为5期的－1.92‰。Emiliani认为5期的温度接近现代，其形成期相当于著名的巴巴多斯Ⅲ级阶地，约为12.5万年前。

根据沉积物厚度和年代资料计算的沉积速率和全岩心的平均沉积速率见表4-6和图4-2，可见各大洋的沉积速率不同。

我国有辽阔的海域，海洋事业的发展正方兴未艾，氧同位素地层学的研究为发展深海

表 4-6 太平洋L2011岩心各氧同位素期特征

（据吴世迎等，1982）

氧同位素期	气候特征	界线深度（cm）	距今年代（ka）	$\delta^{18}O$ PDB 平均值	沉积速率（cm/ka）	全岩心平均沉积速率（cm/ka）
1	暖			－1.98	2.67	
		32	12			
2	冷			－1.13	1.08	
		58	36			
3	暖			－1.50	1.56	
		100	63			
4	冷			－1.44	1.67	
		125	78			
5	暖			－1.92	1.60	1.60
		200	125			
6	冷			－1.20	1.61	
		290	181			
7	暖			－1.67	1.59	
		400	250			
8	冷	414	259	－1.33	1.56	

地层学、古气候学和古海洋学开辟了新途径。

二、气候地层学

刘东生等（1983）指出，第三纪中期以来，中国自然环境的演变与全球性气候变迁一致，并将我国黄土沉积反映的古气候变化与深海钻探有孔虫氧同位素比反映的古温度变化对比，作为研究动植物迁移、人类文化和环境的基础。

（1）依　据　Shackleton和Opdyke（1973）根据深海钻探计划有孔虫氧同位素比的研究，建立了近100万年的气候波动曲线，73万年以来确定了9个气候冷暖旋回，标出了每个气候旋回的长短和强弱，打破了第四纪只有4次冰期和间冰期的概念，为世界性地层对比提供了一种有效的手段。古气候的变化，不但影响大陆冰盖和冰川的发育，造成海面的全球性变化，而且影响到中国大陆。

（2）洛川黄土代表的古气候变化　我国黄土分布之广，地层之连续完整均为世界第一，代表早更新世以来2.4Ma的连续沉积。

刘东生和Heller（1982）对陕西洛川的黄土代表剖面的地磁地层学研究，发现其极性变化曲线完整。洛川剖面的黄土沉积与古土壤多次重复叠置，由上到下有黄土L_1、黄土L_2……等；古土壤S_1、古土壤S_2……等。黄土是干燥寒冷期的风成沉积物；黄土层之间的褐色土型古土壤则代表温湿的古气候。黄土和古土壤的旋回，反映古气候的多次变化（刘东生等，1978），如图4-3。

（3）气候地层对比　刘东生等（1982）指出，自布容正地磁极性期以来，洛川黄土剖面出现了8个湿润的成壤期和与其相间的干冷黄土堆积期，再加上剖面顶部的现代成壤期，一共组成$8^1/_2$个气候干湿变化旋回。这个结果恰好对应于V28—238深海钻孔的氧同位素比所代表的古气候曲线，自从布容期以来的9个冷暖气候旋回（图4-4）。

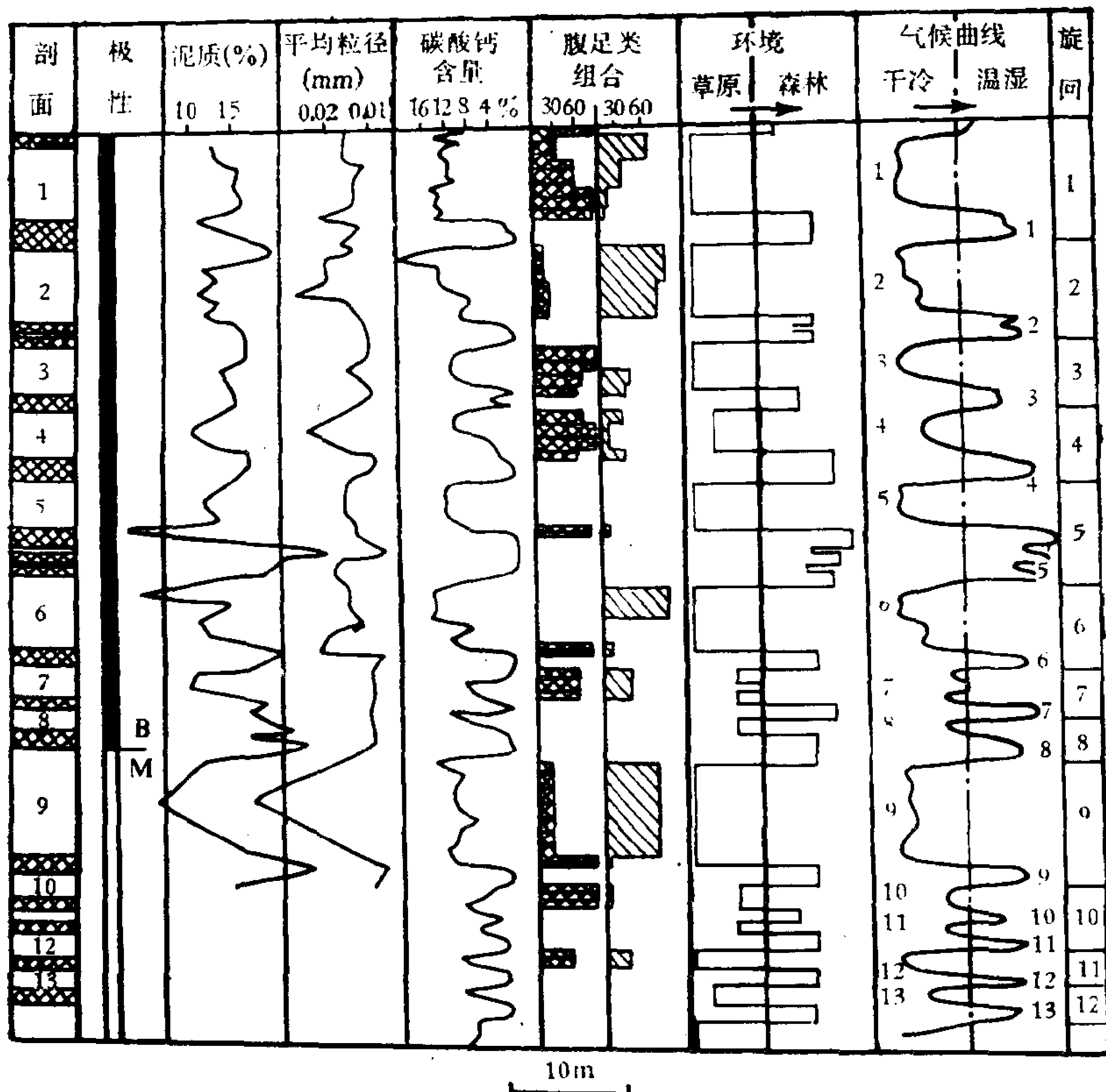


图 4-3 洛川黄土剖面及其气候波动曲线

剖面中数字表示黄土$L_1, L_2, \cdots$等，其下相应为古土壤S_1，$S_2\cdots$等；B—布容正向极性期；M—松山反向极性期；（泥质%为粒径小于0.001mm的泥质含量；腹足类组合a和b分别为*Cathaica*和*Melodonlia*占总数的百分比

（据刘东生等，1983）

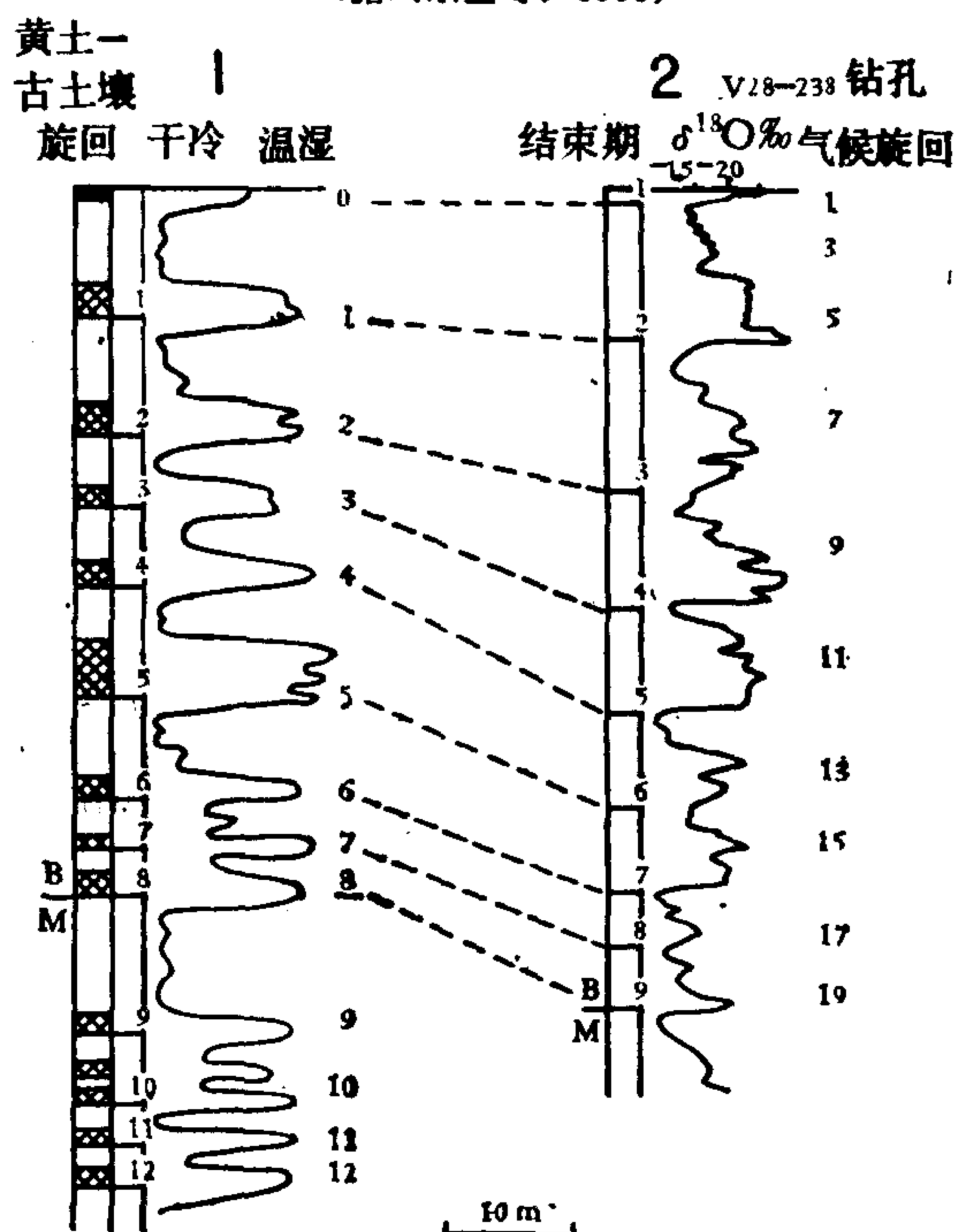


图 4-4 中国洛川黄土剖面与深海钻孔的对比

1—中国洛川剖面；2—深海钻孔V28—238；B—布容正向极性期；M—松山反向极性期；图中数字的涵义同图4-3

（据刘东生等，1982）

刘东生等还由中国黄土层序的磁化率强弱与天然磁性的变化规律计算出，自从奥尔杜威正向地磁事件以来，古气候出现过19个寒冷期，与太平洋和大西洋深海钻探岩心同期的氧同位素比变化反映的古气候变化曲线是一致的。

黄土剖面中的古气候事件的划分和与深海沉积物所代表的古气候变化的直接对比，不但大大扩展了气候地层学的应用范围，而且进一步说明了全球性气候变化的内在联系，其意义是非常巨大的。

第五章 生物绝灭事件

第一节 生物大规模绝灭

1. 古生物的危机

古生物的大规模绝灭是生物进化史上的重大疑迷。许多生物门类的属科甚至目和纲在短期内灭亡，成为古生物的危机。作为地质历史研究基础的地质年代和地层单位，从一开始就是根据生物发展阶段建立起来的，所以古生物的大类群绝灭往往发生在各代和一些纪之间。

旧生物类群绝灭后，新生物类群适应新的生态环境，就发生大规模的适应辐射。如寒武纪一开始，显生宙的8个门全部出现，纲和目高度分化，则形成生物进化中的爆发事件。

2. 显生宙的生物绝灭

（1）绝灭的概况 生物发展史有明显的阶段性，寒武纪、奥陶纪、泥盆纪、二叠纪、三叠纪和白垩纪末绝灭的科数分别占总科数的52%，24%，30%，50%，35%和26%，远高于其它纪的末期（表5-1）。图5-1中箭头所示的科与种的绝灭高峰是一致的。

造礁生物如珊瑚、藻类、层孔虫和苔藓虫等，以及喜礁的腕足类、双壳类和棘皮动物等的全球性绝灭事件，也发生在寒武纪末、泥盆纪末、二叠纪末和白垩纪末（Newell，1972)。

头足类的棱角石亚纲从奥陶纪开始出现，经2亿年演化发展，二叠纪末突然绝灭；菊石亚纲出现于泥盆纪，在泥盆纪、二叠纪和三叠纪末几经衰微，而在白垩纪末繁盛后绝灭（图5-2)。

寒武纪号称三叶虫的时代，三叶虫的60个科在寒武纪末灭亡了2/3。

（2）古生物大绝灭的特点

1）绝灭的数量大，发生突然并且广泛。

2）绝灭的高级分类单位较少，分类单位越低，绝灭的比例越大。

3）各次绝灭的规模不同，具有周期性。

4）生物绝灭期与大冰期等古气候变化无关。

5）生物绝灭可以出现于连续的地层剖面中。

6）生物绝灭的过程可能为10^4—10^5年。

3. 生物绝灭的周期性

Sepkoski（1982）系统分析了世界各时代海相动物3000多个科的时间分布，发现显生宙有15次生物绝灭事件，最主要的是奥陶纪末期、晚泥盆世中期、二叠纪末期、三叠纪末期和白垩纪末期。根据绝灭科数、绝灭科的百分比、总绝灭率和绝灭概率的时间分布曲线，二叠纪末期以来共发生了8次重大绝灭（表5-2)。

Sepkoski把生物绝灭分出背景绝灭（background extiction)，代表地史任何时期低水平的平均绝灭率，一般0.1—1个种/1Ma，依门类不同，以区别于短期内的大规模绝灭（又

表 5-1 动物主要门类的科数在显生宙中的变化

（据Newell，1971）

地质时代	时间长度（Ma）	动物主要门类总科数	第一次出现科		最后出现科	
			科百分比	科数/Ma	科百分比	科数/Ma
新第三纪	32.5	856	17	0.52	10	0.30
老第三纪	32.5	834	44	1.35	15	0.46
晚白垩世	35.0	629	26	0.74	26	0.74
早白垩世	35.0	520	35	1.09	11	0.31
晚侏罗世	15.0	377	15	1.00	11	0.73
中侏罗世	15.0	346	14	0.93	7	0.47
早侏罗世	15.0	328	50	3.33	10	0.66
晚三叠世	16.6	278	19	1.14	35	2.11
中三叠世	16.6	254	25	1.50	10	0.60
早三叠世	16.6	235	36	2.17	18	1.08
晚二叠世	25.0	303	21	0.84	50	2.00
早二叠世	25.0	330	15	0.60	27	1.08
晚宾夕法尼亚世	10.0	315	11	1.10	11	1.10
中宾夕法尼亚世	10.0	318	5	0.50	5	0.50
早宾夕法尼亚世	10.0	308	6	0.60	3	0.30
晚密西西比世	17.5	318	8	0.46	9	0.51
早密西西比世	17.5	315	28	1.60	7	0.40
晚泥盆世	20.0	327	14	0.70	30	1.50
中泥盆世	20.0	326	15	0.75	13	0.65
早泥盆世	20.0	298	21	1.05	7	0.35
晚志留世	6.6	272	8	1.21	13	1.96
中志留世	6.6	265	13	1.96	5	0.75
早志留世	6.6	243	28	4.24	5	0.75
晚奥陶世	25.0	228	10	0.40	24	0.96
中奥陶世	25.0	221	33	1.32	7	0.28
早奥陶世	25.0	192	76	3.04	23	0.92
晚寒武世	33.3	97	34	1.02	52	1.56
中寒武世	33.3	82	50	1.50	22	0.66
早寒武世	33.3	55	100	3.00	25	0.75

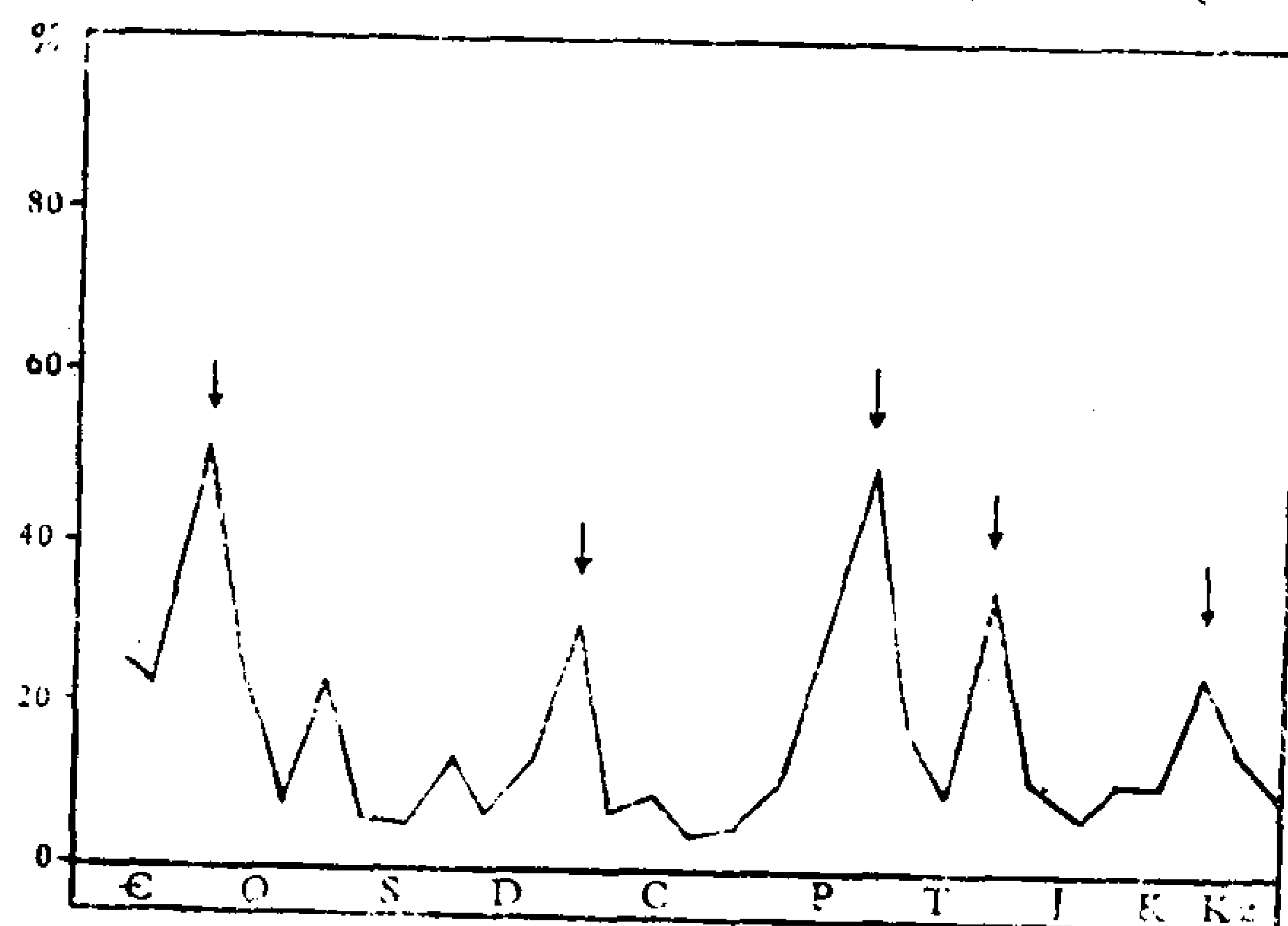


图 5-1 地质历史上动物绝灭种数占总数的百分比

（据Newell，1976）

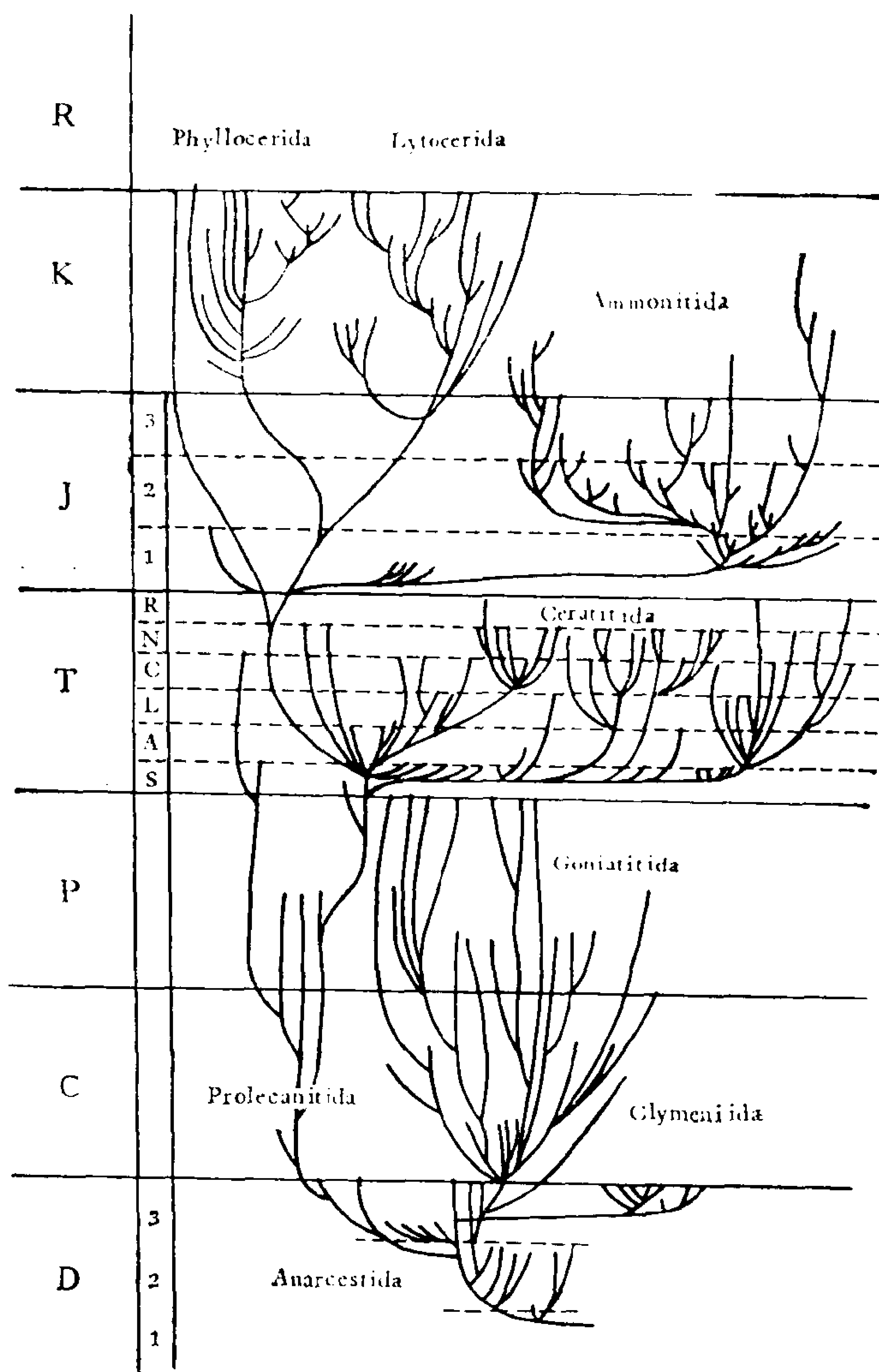


图 5-2 菊石系统发育中的绝灭事件和适应辐射

每条线代表一个科。三叠纪中的字母代表期名的第一个字母

(据Teichert，1967)

表 5-2 250Ma以来生物大绝灭的时间

(据Sepkoski，1982)

生物大绝灭的时间	绝对年龄 (Ma)	时间间隔(Ma)
中新世中期末	11	21
始新世末	38	27
马斯特里赫特期末	65	26
赛诺曼期末	91	53
提唐期末	144	50
普林斯巴期末(?)	194	25
诺利期末	219	29
二叠纪末	248	

称为大类群绝灭)。徐道一等(1985)发现,大规模绝灭有明显的26.2±10Ma的周期。Rampino等(1984)选出9个事件的时间间隔范围是17—53Ma,平均间隔为29Ma,最佳拟合周期的无偏估计是30±10Ma。看来生物大规模绝灭的周期性很明显。

4. 生物大规模绝灭的统计证明

徐道一等(1986)用种的生存曲线概念研究科的时代分布,证明生物历史上发生过多次绝灭。

(1)种的生存曲线 Boucot(1953)提出,种的生长生存曲线应成指数衰减曲线(图5-3,1)。不同死亡率的种曲线高度和形状不同(图5-3,2)。死亡率变化不一的居群则成为可变曲率的右斜曲线(图5-3,3)。他统计美国缅因州下泥盆统腕足类*Globithyris Callida*的壳体大小和每立方分米岩石的标本个数,得到的频率分布代表真正的化石群落。由*Montaltionella* sp. 壳体大小得出的频率分布曲线则呈钟形曲线,应当属于死亡集群(图5-3,4)。

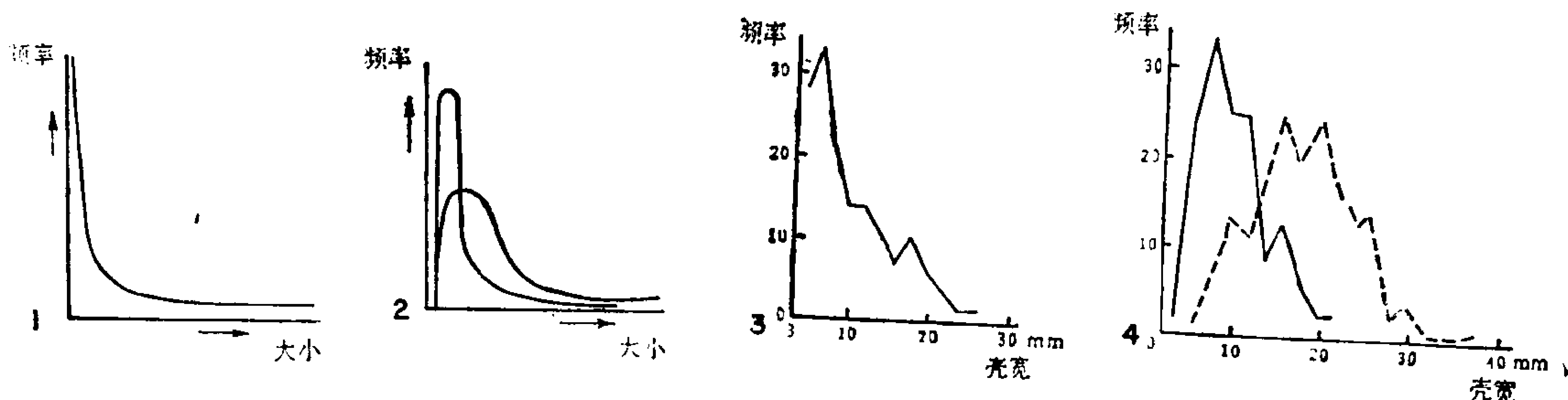


图 5-3 不同属群类型的壳体大小频率分布曲线

1—正常生存曲线;2—不同死亡率的群体死亡曲线;3—*Globithyris Callida*;4—*Montationella* sp.。美国缅因州下泥盆统。频率为每立方分米岩石中的腕足化石个数

(据Boucot,1953)

Raup(1984)认为,种的正常绝灭现象与放射性同位素蜕变的衰减曲线很相似,都成指数曲线。

一个种从开始出现到最后绝灭的时限称为生存时间(life range),以LR表示。短寿命种的数目一般远多于长寿命种,因此种的生存曲线与居群的生存曲线一样,也是右斜的,按指数曲线衰减。

(2)科的生存曲线 徐道一、张勤文(1968)以阶为单位,统计Sepkoski(1982)收集的3,000多个科的生存时间,他们以晚白垩世马斯特里赫特阶、晚二叠世朱尔法阶和瓜达路阶、晚泥盆世法门阶和晚奥陶世阿什极尔阶绝灭的科为A组;其余阶都作为正常死亡的时间,那些科都归入B组(图5-4),分别绘出科的生存时间频率分布(NLRF)直方图。

图5-4中B组的科的生存时间频率分布直方图近于右斜分布,最佳拟合的指数曲线公式为:

$$N=330.3e^{-0.21D}$$

式中:D为NLRF的简写。这条曲线可以作为正常绝灭的模式(图5-4B中的实线曲线)。

徐道一等认为,图5-4A的曲线大体成钟形分布,仅NLRF=1处的频数很高,类似于

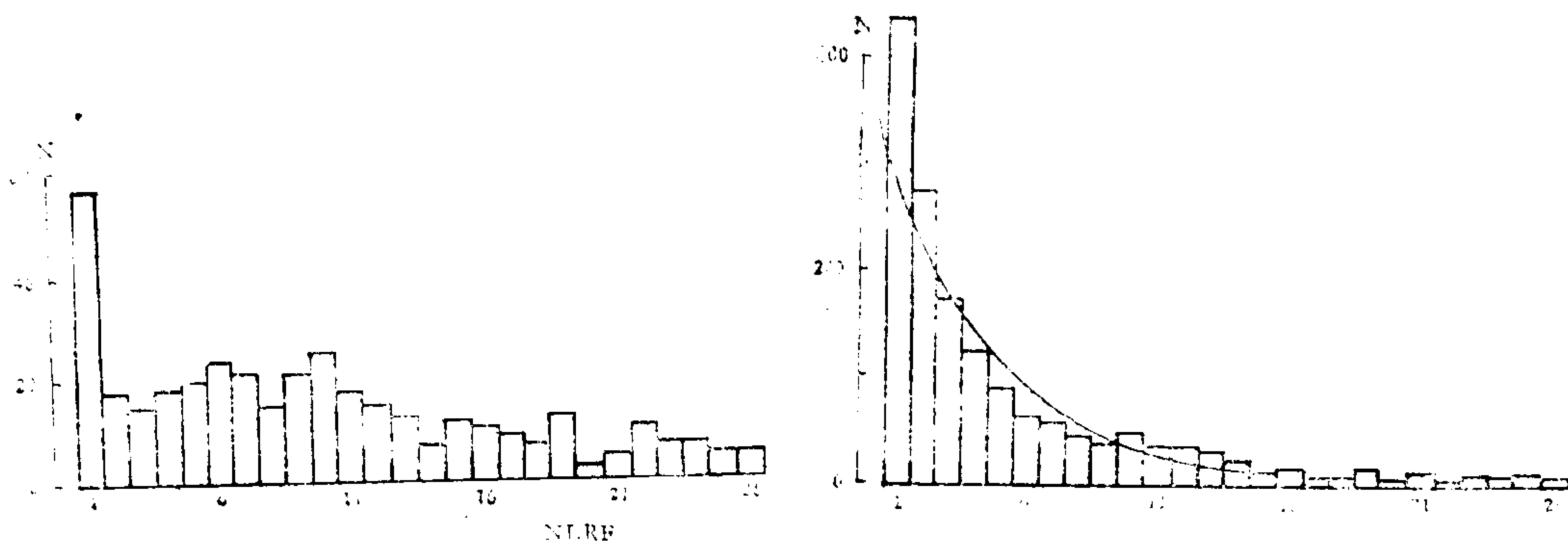


图 5-4　地质历史上3000多科的生存时间频率分布直方图，以阶数为时间单位
A—晚白垩世末、晚二叠世末、晚泥盆世法门阶和晚奥陶世末绝灭的科；B—其余各阶绝灭的科
（据徐一道等，1986）

Boucot(1953) 的死亡集群的钟形分布曲线，说明这些时期的大灾变事件引起科级分类单位大量死亡。白垩—第三系和二叠—三叠系界线上铱和铂等元素的含量异常、碳同位素异常和宇宙成因的微球粒及冲击石英等证据说明地外原因造成灾变事件，与上述观点符合。

当然，生物绝灭最直接的证据还是各次绝灭的过程、机制和结果，也就是绝灭的构造。距现在65Ma的白垩纪末生物大规模绝灭，成为60年代以来研究生物绝灭的热门课题。

第二节　白垩纪末的生物绝灭事件

1. 生物绝灭概况

白垩纪末期发生的生物绝灭是地球生命史上最大的绝灭事件之一，绝灭的生物有恐龙、菊石、双壳类的固着蛤类和叠瓦蛤类、六射珊瑚、大型底栖有孔虫和超微浮游生物。这次事件冲击了海洋和陆地的生态系统。白垩绝末到第三纪，生物由2868属减为1502属，为绝灭前的52%，死亡的属几达半数，死亡的种竟达75%左右。白垩纪晚期超微浮游生物还有一两百种，到第三纪早期只剩下4种了。这条界线成为生物危机的典型代表线(表5-2)。

白垩纪—第三纪界线在世界各地普遍发育了假整合、深海沉积间断和广泛而迅速的海退，继之陆相地层大量被海相覆盖，大洋中脊的扩张速度改变。深海钻探计划39和43地点表明，大西洋的方解石溶解补偿深度（CCD）先下降，紧挨界线下上升，到了第三纪早期又下降。深海沉积物中的有孔虫和陆棚无脊椎动物表明，海洋的温度在马斯特里赫特早期降低，然后变暖，到第三纪开始下降了约5—6°C。但陆生植物和哺乳动物在这条界线附近则未受到绝灭事件的影响。白垩纪末生物大规模绝灭事件以热带远洋区表现最剧烈，研究也最详细。

2. 特提斯热带远洋的绝灭事件

（I）意大利的古比欧剖面　意大利北部翁布里亚的白垩—第三系界线剖面，岩层为远洋沉积的粉色石灰岩夹泥岩。翁布里亚的古比欧剖面是马斯特里赫特阶—丹麦阶界线最完整的剖面，被选为晚白垩世地磁反转的时间表❶。在地层连续处，白垩纪典型的有孔虫

❶ Luterbacher和Silva（1964）认为界线处有平行不整合，缺失了*Abathomphalus mayaroensis*带。

表 5-2　白垩纪末绝灭和第三纪出现的高级生物类群

（据Raup and Stanley，1971）

侏罗纪	白垩纪	第三纪	第四纪	高级生物类群	
		——	——	同翅目	昆虫纲
		——	——	无翅目	
		——	——	绞翅目	
		——	——	饰贝超科	双壳纲
	——			固着蛤类	
——	——			全脐螺超科	腹足纲
——	——			轮线螺超科	
——	——			海神螺超科	
		——	——	小塔螺超科	
		——	——	明螺超科	
		——	——	片螺超科	
		——	——	琥螺超科	
——	——			叶菊石亚目	
——	——			弛菊石亚目	头足纲
——	——			菊石亚目	
——	——	——		箭石目	
——	——	——		硬齿鱼目	鱼　纲
——	——			尖喙鱼目	
		——	——	有尾目	两栖纲
——	——			鱼龙目	爬行纲
——	——			鳍龙目	
——	——			中鳄目	
——	——			飞龙目	
——	——			兽脚亚目	
——	——			蜥脚亚目	
——	——			鸟臀目	
	——			有齿鸟	鸟　纲
		——	——	古鹗类	
		——	——	新鹗类	
		——	——	新袋鼠超科	哺乳纲
		——	——	食虫目	
		——	——	翼手目	
		——		纽齿兽目	
		——	——	灵长目	
		——	——	食肉目	
		——	——	海牛目	
		——		踝节目	
		——	——	滑距骨目	
		——	——	南方有蹄目	
		——	——	奇蹄目	
		——	——	偶蹄目	
		——	——	贫齿目	
		——	——	啮齿目	

*Globotruncana*突然消失，被第三纪早期的有孔虫*Globigerina eugubina* 所代替，后者的直径仅为前者的1/10。白垩纪的颗石藻也在界线上突然消失。

白垩系顶部与第三系底部灰岩之间，有厚度1cm左右的粘土层，无原生碳酸钙和化石。白垩系顶部的粉色灰岩变为白色，厚0.3—1m，此岩性突变与动植物群的突然绝灭相符合。康泰萨剖面的界线之下为5mm厚灰色粘土，以上则为5mm的红色粘土。古比欧剖面马斯特里赫特阶和丹麦阶都没有大化石，但界线以上有多种遗迹化石，有孔虫未受方解石溶解或成岩作用破坏，但颗石藻有溶解现象。

意大利其它剖面的远洋地层含底栖双壳类，如*Inoceramus*，伴有蠕虫、藤壶、苔藓虫、牡蛎、翼足类和海扇类等耐贫氧环境分子，反映早期海洋环境恶化扩展到中深水栖居地，晚马斯特里赫特期恶劣环境则遍布底表栖居地。

（Ⅱ）西班牙的苏马亚剖面

（1）远洋界线地层 西班牙北部海岸的苏马亚剖面为深海复理石相，马斯特里赫特阶厚75m，顶部为紫色泥灰岩，属*Abathomphalus mayaroensis* 带。其上整合覆盖着含黄铁矿的"界线页岩"，厚25—35cm。浮游有孔虫*Abathomphalus mayaroensis*带和钙质超微化石延伸到界线页岩下部10cm，在白垩—第三系界线突然消失。界线页岩上部15—28cm归古新世底部*Globigerina eugubina*浮游有孔虫带。古新世灰色灰岩和页岩属*Globorotalia Pseudobulloides*带，整合于界线页岩之上。

（2）生物绝灭的详情

1）正常的特提斯海浮游有孔虫和钙质微体漂浮植物群一直延续到马斯特里赫特阶顶部，距界线只有几米。该处的浮游有孔虫体积减小，Globotruncanid类的一些种绝灭，远洋浮游动物群落瓦解，钙质底栖生物增加。

2）浮游有孔虫动物群落继续衰落，在微植物群和沟鞭藻最终绝灭前一万年左右出现广生态分子和机会种（Opportunistic Species，即所谓灾变种——disaster species），如*Braarudospheres*和*Thoracospheres*。这些灾变种首先出现于紫色泥灰岩上部几厘米处，表明环境变恶劣，浮游生态系统广泛瓦解。界线页岩下半部的灾变种逐渐占优势，正常海的微漂浮植物群减少，底栖钙质有孔虫数量超过浮游有孔虫。

3）白垩纪浮游有孔虫和微植物化石在界线页岩以上15cm突然消失，可能在白垩纪末绝灭。

4）*Braarudospheres*和*Thoracospheres*属少数的"持久不变种"(Persistent species)在古新统底部占多数。浮游有孔虫开始变小减少，分异度增加。这个组合延续1Ma，穿过6m厚的界线上页岩层和下丹麦阶灰岩层。

5）丹麦阶早期的微植物群迅速分异，然后是浮游有孔虫分异，出现古新世典型的浮游微生物群。

（3）大化石 在苏马亚的马斯特里赫特阶，大化石向上一直延续到界线页岩底部几厘米处。

菊石只有小型的Pachydiscid类见于界线页岩，比白垩—第三系界线低10—15cm。其下的75m紫色泥灰岩中含菊石*Diplomoceras*, *Scaphites*和*Pachydiscus*属的10个世界性种，成体的直径小，可能由生态压力造成；上部层位菊石的分异度和丰度减小。泥灰岩之下的几米灰岩内没有化石，再下面则是厚层灰岩。马斯特里克赫阶灰岩下部有两个大型底栖贝

壳动物群：上部几米有丰富的叠瓦蛤类：*Trochoceramus radiosus*, *T. somaliensis*和*T. zitteli*及一个特征的暖水菊石组合；下部类似的菊石与较正常海的棘皮动物和软体动物共生。苏马亚的马斯特里赫特阶—丹麦阶界线上下多受生物扰动，界线带的钻穴连续。

（4）白垩纪末的海洋事件

1）马斯特里赫特期中晚期海洋变暖，有利于正常海底栖、中水层和远洋的特提斯及世界性生物群在文石和方解石溶解补偿深度上繁育。

2）生态范围较窄的热带底栖群落几乎全部消失，可能因下部文体缺氧，适应性较广的叠瓦蛤类占据海底生态空间。

3）特提斯海的中层水菊石和不钻穴的软体大型底栖动物在中—晚马斯特里赫特阶界线附近消失，是因海平面上升和海洋高温期的底层和中层水的缺氧带扩展。

4）晚马斯特里赫特期开始变冷，世界性的温带菊石进入正常群落，与热带分子共生。

5）马斯克里赫特期末海退，环境变劣，海洋温度不稳定，海面到海底的温度梯度加大，缺氧和低氧带扩展。生态压力使菊石的生长迟缓，分异度减小，底栖钻穴生物的密度明显减小，浮游有孔虫组合也开始了第一个变化期。

6）菊石演化的最后谱系绝灭，底栖钻穴生物的密度和所造成的遗迹减少。在远洋钙质微植物群最后绝灭之前一万年左右，丰富的*Braarudospheres*和*Thoracospheres*等侵入。

3. 特提斯碳酸盐岩台地的绝灭事件

固着蛤、礁型珊瑚、层孔虫和大有孔虫等热带底栖群落的危机主要发生于中—晚马斯特里赫特阶的界线处。多数固着蛤和共生的珊瑚在牙买加的晚马斯特里赫特期中部迅速绝灭。热带双壳类和海胆的层位较高，但热带台地相的其它生物也在马斯特里赫特期末之前大部消失，与苏马亚和巴西的热带大型底栖动物群衰微消失相对应。

晚马斯特里赫特期的辐射蛤和马尾蛤只有3—5种，广生态种占优势，不再形成构架，局部有生物层和低生物丘，如荷兰的马斯特里赫特地区。看来热带陆棚区大动物群的主要绝灭开始于中马斯特里赫特期前后，这次死亡高峰大于马斯特里赫特期末。

4. 深海钻探计划资料

384地点约30cm的界线带的混合作用强烈，Globotruncanids类有孔虫的分异度减小，数量减小，而Heterohelicids类形成较多的大球型个体。扭曲的*Woodringina*在界线带的数量较多。界线下13—3—30cm处有生物扰动。界线层钻穴内有白垩纪末期动物群，包括小型的Heterohelicids类，少数溶蚀的Globotruncanids类，如*Globerigerinelloides* spp.，*Hedbergella monmouthensis*等和Rugoglobirerinids类。

深海钻探表明，海生微体化石动物群在界线之下有迅速变化期，见于陆地和深海沉积。其微体化石的个体小，分异度低，包含*Heterohelix*, *Woodringina*, *Guembelitria*, *Hedbergella*和*Globigerinelloides*等属的小个体，为浅海陆棚的典型代表，但外陆棚应包含小型Rugoglobigerinids类。这个变化期的超微化石分异度低，以抗蚀性种类为主，有些处于被囊态。

根据远洋钻探资料，世界热带海洋含氧量迅速减少，底栖和中层水的窄生性生物群死亡约开始于中—晚马斯特里赫特期界线，使热带陆棚动物群也受到广泛的压力。这种变化见于西班牙的苏马亚等地。生物危机开始于白垩纪末之前约2Ma。浮游有孔虫和较大有孔

虫的急剧变化，与底栖有孔虫缓慢而微小的变化形成鲜明对照。

此时白垩纪末海退已在世界许多地区发展，强烈影响浅海陆棚和台地的栖居地，减少生态空间，加剧生存斗争。特提斯海剩余的浅海栖居地的扰动和盐度变化等因素的变动得更加频繁。

5．温带海洋的绝灭事件

白垩纪末北温带海洋生物的绝灭事件比特提斯区的热带海洋弱得多，菊石和固着蛤类在晚马斯特里赫特期已处于衰微之中。

（1）丹麦史蒂文斯克林特地区

1）地层：该地区为北温带研究最详的白垩—第三系界线地层。

马斯特里赫特阶上部几米厚的白色生物扰动远洋核形石白垩，包括分异度很高的远洋和底栖动物群，属中—外陆棚相。大化石直到白垩系顶界仍保存完好。剥蚀使该顶界形成硬底质，有生物扰动。马斯特里赫特阶顶部的*Abathomphalus mayarcensis*带和丹麦阶底部的浮游有孔虫带部分缺失。

白垩层之上覆盖着厚层的"鱼粘土(Fish Clay)"，含再沉积白垩、大量鱼化石和较少的微动物群；其上过渡为结节状的生物扰动白垩层，富含软体动物化石或核形石灰岩，属古新统下部*Globigerina daubjergensis*带，厚0—50cm，顶部有平行不整合，横向渐变为含海胆*Brissopneustes*粘土层，即所谓死亡层。古新统的50—75m富苔藓虫砂屑灰岩、泥屑灰岩和核形石石灰岩，超覆在生物扰动白垩层上面。

丹麦白垩—第三系界线的缺失期为0.5—0.75Ma。平行不整合沿陆棚向下消失，界线处基本连续，或者至多成为铁质浸染的"坚硬底质"。

2）生物群：丹麦白垩—第三系界线附近，最丰富的陆棚—上斜坡生物群与多样的热水浮游微动物群共生。

界线上钙质微植物群的绝灭也比较突然，且因界线沉积间断而被夸大。典型白垩纪有孔虫在界线上完全绝灭。丹麦上马斯特里赫特阶的有孔虫带由下而上为*Pseudobigerina cimbrica*带、*Psendobigerina rugosa*带、*Pseudotextularia elegans*带和*Stenosioenina esnehensis*带。*Pseudotextularia elegans*带中部是马斯克里赫特期最后一次海浸的高峰，暖水浮游和底栖有孔虫大量繁殖，底栖粘着有孔虫减少。浮游有孔虫（尤其是有中棱的特提斯种类）、钙质底栖生物和介形虫在马斯特里赫特阶上部10—15m的数量和分异度明显减小；浮游有孔虫氧同位素代表的温度上升，海面上升（海浸脉冲T_{10}）。由此带开始，白垩纪最后的50万年和整个*Stenosioenina*带海面下降，有孔虫动物群组合变化，分异度降低，浮游分子减少，粘着分子增加。在白垩纪末，浮游有孔虫极少，约21.6%的底栖种延续到界线之后，过渡为古新世以钙质底栖有孔虫为主的组合。丹麦白垩—第三系界线绝灭的规模比特提斯海小得多，浮游类群绝灭的也较少。

钙质微浮游生物在丹麦和周围地区也发生了绝灭：马斯特里赫特阶上部距界线3—4m内分异度和数量减少，而典型丹麦阶核形石和灾变种如*Thoracosphaera* spp. 和*Acanthosphaera* spp.，在距白垩—第三系界线20m以内增多。

但丹麦和世界大部分地区，许多非钙质的海洋微生物群在白垩—第三纪界线未发生绝灭，尤其是沟鞭藻和硅鞭毛藻。沟鞭藻在马斯克里赫特期与丹麦期一样，都以*Spiriferites*属的一些种为主，只是第三纪分子不断增加并且穿过界线。

（2）**西北欧大动物群的变化**　北温带的丹麦和荷兰，马斯特里赫特期大动物群有不同程度的衰退，白垩—第三系界线上只有中等程度的绝灭。菊石、箭石和叠瓦蛤类在晚马斯特里赫特期的分异度低，个体少，白垩纪末的绝灭不急剧。晚马斯特里赫特期的软体动物和腕足动物有61％的属和35％的种延入丹麦期；此二期的海星纲、海胆纲和海蛇尾纲的属和种都很相似。西北欧部分地区马斯特里赫特阶顶部的腕足动物种延伸至丹麦阶底部几米处，界线上下的化石组合形态、生态和起源都很相似。

苔藓虫由上马斯特里赫特阶延伸到丹麦阶的属占73％，其中环口目的种占75％，唇口目的种占20％，界线处由以唇口目为主变为以环口目为主。

苏联北部和中部的温带软体动物中，不规则海胆、藤壶、苔藓虫、底栖有孔虫和恐龙的一般类群，马斯特里赫特期末的绝灭程度轻微到中等；白垩纪特征的菊石、叠瓦蛤和固着蛤，以及恐龙类在最终绝灭前已经很少出现。这与特提斯海边缘的克里米亚地区暖水环境的强烈绝灭恰成对照。

总之，北温带白垩纪末大动物群的绝灭程度中等，许多白垩纪末绝灭的类群在马斯特里赫特期已经衰微。苔藓虫和介形虫在白垩—第三系界线上甚至产生了分异。南温带的资料较少，但情况大致与北温带类似。温带生物与特提斯海区相反，在白垩纪末的生物危机中较不明显。

全世界白垩—第三系界线地层有90％缺失了1Ma以上海洋生物演化的记录，原因不明。

6. 恐龙的绝灭

白垩纪末恐龙的绝灭引起了广泛注意。中生代称霸海洋、陆地和天空的恐龙，灭亡之前并无征兆，其绝灭时间与许多无脊椎动物门类的绝灭大致同时。

（1）**化石记录**　大型海生爬行动物如鱼龙、沧龙和蛇颈龙化石见于加拿大的北极区、阿根廷、保加利亚和新西兰等地的马斯特里赫特阶。比利时和美国的较大的沧龙动物群、分别见于马斯特里赫特阶和坎潘—马斯特里赫特阶，接近白垩—第三系界线处，都无属的减少征象。

大型陆生恐龙散布于世界的上白垩统，如澳大利亚西诺曼阶的蜥脚亚目，新西兰马斯特里赫特阶的兽足亚目、老挝西诺曼阶的蜥脚亚目和鸭嘴龙、印度马斯特里赫特阶的兽足亚目和蜥脚亚目，比利时和苏联克里米亚海相马斯特里赫特阶的鸭嘴龙等，以及西伯利亚东部以鸭嘴龙为主的西诺曼阶骨骼冲积层。与此同期的，我国山东的王氏组产鸭嘴龙、谭氏龙、甲龙、霸王龙和恐龙蛋化石，可能属坎潘—马斯特里赫特阶。恐龙骨骼还见于美洲太平洋沿岸，自三冬阶到马斯特里赫特阶。可见白垩纪晚期恐龙仍成世界性分布，蜥脚目是重要分子。

（2）**分异趋向**　欧洲上白垩统的恐龙有两个组合。奥地利和匈牙利的下坎潘阶有小型鸟臀目和蜥脚目。法国南部上马斯特里赫特阶的较小恐龙组合与前者相似，分异度也相近。这两个组合都有5科6属。

阿根廷、美国和坦桑尼亚坎潘阶到马斯特里赫特阶的恐龙都以蜥脚亚目为主，兽足亚目，角龙和鸭嘴龙次之，白垩纪末的分异度未下降。

蒙古的恐龙产于上白垩统：下部查迪克塔组产7科8属，中间巴龙高要特组产7科7属，上部奈麦戈特组产9科12属，科数和属数向上增加，但较老的组恐龙种数较多。

加拿大西部阿尔伯达省上白垩统老人组有恐龙27种，恐龙公园有320块标本，但未见喜

暖的蜥脚类恐龙。加拿大大草原的4种坎潘—马斯特里赫特期动物群和美国落基山的同期组合分异度相近，无明显变化。

在最终绝灭前，恐龙和大型海生爬行动物并无衰落迹象，突出了白垩纪末恐龙绝灭的突然性。加拿大的阿尔伯达省白垩系大恐龙的分异度，比非洲现代的大型脊椎动物群还高。白垩系顶部层位恐龙的数量和分异度并未减少，而在与丹麦阶界线上的生物危机中突然绝灭了。这与当时哺乳动物的进化呈鲜明对比。

7. 哺乳动物的进化

小型哺乳动物在中生代末的大变动期间发生了适应辐射，可为揭穿恐龙绝灭之谜提供对照资料。

（1）哺乳动物化石的分布 晚白垩世的哺乳动物化石见于亚洲、欧洲和美洲。

蒙古戈壁沙漠晚白垩世哺乳动物化石保存极好，时代为晚三冬期到早坎潘期和早马斯特里赫特期。亚洲白垩纪末的哺乳动物是Eucosmodontid 类的 *Multituberculata*，而欧洲只见到一个真兽亚纲的下臼齿。

北美洲白垩纪末常见负鼠类和Pediomyid类的有袋类，还可能有踝节目，产于早坎潘期到晚马斯特里赫特期。最重要的白垩—第三系界线分子则主要产于加拿大的阿尔伯达省、美国的蒙大拿州和怀俄明州。早古新世的哺乳动物只见于美国西部，白垩—第三纪界线层哺乳动物还发现于加拿大的阿尔伯达省。南美洲的秘鲁也发现了马斯特里赫特阶的少量哺乳动物化石。北美洲白垩纪末期的地方动物群分子彼此相似，特征是有各种恐龙和“典型的白垩纪末期”哺乳动物，属于海岸低地环境，可以研究二者之间的关系。

（2）哺乳动物与恐龙的关系 美国西部蒙大拿州马斯克里赫特阶海尔克里克组上部，为含砂较多的大河沉积物，含恐龙和哺乳动物化石。巴格克里克动物群的哺乳动物群侵入该地区之后，随着迁移和演化辐射而增加，其中的恐龙和海尔克里克动物群的哺乳动物则减少。当海尔克里克组顶部3m开始沉积时，其哺乳动物分子由巴格克里克动物群中消失，恐龙也开始消失。与此同时，海尔克里克动物群的几个演化谱系，尤其是Marsupial类的哺乳动物也绝灭了。这些哺乳动物和恐龙的消失都发生在海尔克里克组顶界之下3m，构成了白垩—第三系界线的标志。

根据古植物资料，白垩纪末蒙大拿州的古气候越来越冷，亚热带森林被温带森林所代替，在这逐渐严酷的环境中，恐龙和一些哺乳动物类群的绝灭也与巴格克里克动物群的侵入和扩展有关。

到了古新世，海尔克里克动物群和巴格克里克动物群的哺乳动物，被古新世早期的北美动物群所取代，而其它演化谱系都已经绝灭。在此期间哺乳动物绝灭的程度，与北美洲其它组之间陆生哺乳动物群的变化相当，看来不属突然事件。

8. 被子植物的连续性

陆生植物是陆地食物链的基础。陆地自然环境的灾变应当引起植物的重大变化。

白垩—第三系界线的植物群变化较小，并且有地理差异。最显著的变化只是 *Aquilapollenites*植物地理区减小以致消失。此区植物群的绝灭水准最高，尤其是北部，其它各地的变化幅度则小得多，绝灭的白垩纪种很少超过半数。此外，赤道地区和南半球的植物群受到的影响较小，与特提斯海洋生物群落的绝灭成对照。

同期陆生孢子植物的特点和美国西部叶缘有锯齿的植物的增加，表明白垩纪末气候变

冷；白垩—第三纪界线气候进一步变冷，晚古新世逐渐回升。恐龙和植物绝灭的层位不同，看来符合气候变冷的模式。此外，白垩纪末陆表海减小使气候季节变化增大，加之植物区合并，都使植物总的分异度减小。

总之，白垩纪末期植物界的变化不是灾变性的。尤其值得注意的是，白垩纪末北半球高纬度区植物群的绝灭较剧烈，而热带植物群受损害较小，在分析灾变情况和建立绝灭原因假说时应予考虑。

第三节 二叠纪末的生物绝灭事件

一、地史上最大的绝灭时期

二叠纪末期正是古生代与中生代之交，是地球历史上最大的生物绝灭时期。古生代繁盛的皱纹珊瑚亚纲、床板珊瑚形珊瑚亚纲、头足纲的棱菊石亚目，乃至三叶虫纲，二叠纪末都绝灭了（表5-4）。此外，有孔虫目中的䗴目，节肢动物门中的瘤石目、古网翅目、大翅目和古半翅目，头足纲中的管缘角石亚目和棱菊石亚目，苔藓动物门中的变口目和隐口目，腕足动物门中的达尔曼贝超科和长身贝超科，以及棘皮动物门中的一些类群，在二叠纪末期也都绝灭了。二叠纪末期绝灭的科数占当时动物界总科数的50%左右，两栖类的75%和爬行类的80%的科也都绝灭了。据Sepkoski（1982）统计，当时动物界有52%的科发生了绝灭。这确实是生物演化历史上最大的一次危机，因此McAlester（1973）称二叠纪末期为"显生宙危机"。

二叠纪末期海生无脊椎动物科的绝灭实际上经历了一段过程，而在朱法尔期末达到了绝灭的高峰。据Shopf（1974）统计，二叠纪和三叠纪一般的期绝灭的科数为9—11个左右，仅占当时科数的3.9—12.6%；累纳德期末海生无脊椎动物则绝灭了42科，占当时科数的18.4%以上，到朱尔法期末则绝灭61科，绝灭科数占当时总科数的38%左右。早二叠世的228个科，到二叠纪末期减少到161科，三叠纪最早期则进而减少为121科（表5-3）。

表 5-3 二叠纪和三叠纪海生无脊椎动物的科数及其变化

（据Schopf，1974补充）

地质时代		延续时限 (Ma)	海生无脊椎动物科数		
纪	期		总科数	绝灭科数	绝灭科数%
三叠纪	卡尼期	5	176	16	9.1
	拉丁期	5	162	12	7.4
	安尼期	5	140	10	7.1
	奥伦尼期	5	119	15	12.6
	印度期	5	121	15	12.4
二叠纪	朱尔法期	8	161	61	37.9
	瓜达路期	14	196	47	24.0
	累纳德期	10	228	42	18.4
	萨克马尔期	7	229	11	4.8
	阿什舍尔期	7	232	9	3.9

表 5-4　二叠纪末绝灭和三叠纪初开始出现的高级分类单位

（据Raup and Stanley，1971）

石炭纪	二叠纪	三叠纪	侏罗纪		
——	——			蜓目	有孔虫目
——	——			锥石亚目	
——	——	——		床板珊瑚形珊瑚亚纲	
——	——			扭心珊瑚亚目	
——	——			柱珊瑚亚目	腔肠动物门
		——	——	星共体珊瑚亚目	
		——	——	菌珊瑚亚目	
		——	——	多孔珊瑚亚目	
——	——			三叶虫纲	
——	——			板足鲎亚纲	
——	——			瘤石目	
——	——			豆石目	
		——	——	姿尾目	节肢动物门
——	——			古网翅目	
——	——			大翅目	
——	——			古半翅目	
		——	——	直翅目	
		——	——	蚌超科	
		——	——	心蛤超科	双壳纲
		——	——	乌蛤超科	
		——	——	海螂超科	
		——	——	牡蛎超科	
——	——	——		神螺超科	
——	——			宽角螺超科	
——	——			钻头螺超科	
		——	——	帽贝超科（蝛超科）	腹足纲
		——	——	马蹄螺超科	
		——	——	滨螺超科	
		——	——	蟹守螺超科	
		——	——	玉螺超科	
——	——			管缘角石目	
——	——			棱菊石亚目	
	——	——		菊石亚目	头足纲
		——	——	叶菊石亚目	
——	——			变口目	苔藓动物门
——	——			隐口目	
——	——			达尔曼贝超科	腕足动物门
——	——			长身贝超科	
——	——			海蕾纲	
——	——			游离海百合	
——	——			可曲海百合	棘皮动物门
——	——			圆顶海百合	
		——	——	关节海百合	
——	——	——		块椎目	两栖纲
		——		全椎目	
		——		角龙目	
		——	——	鳍龙目	
		——	——	喙头目	爬行纲
		——	——	有鳞目	
		——	——	初龙超目	
——	——			杯龙目	
		——	——	鼬龙类	

表 5-5 二叠纪晚期到三叠纪早期海生无脊椎动物属数的变化①

（据殷鸿福等，1988修改）

门类	属数	茅口期			吴家坪期		长兴期 早期	长兴期 晚期	早格里斯巴赫期	晚格里斯巴赫+亭纳尔期	斯密斯+斯派斯期	安尼期
䗴	总数	53			19		18	14	0			
	绝灭（%）	39(74)			4(21)		4(22)	14(100)				
	新生	35			5		13	0				
非䗴有孔虫	总数	73			77		77	77	4	54	54	54
	绝灭（%）	2(2.7)			0(0)		0(0)	73(95)	2(50)	0(0)	0(0)	
	新生				6		0	0	0	52	0	0
皱纹珊瑚	总数	103			28		16	11	0			
	绝灭（%）	80(77.7)			11(39.3)		5(31.2)	11(100)				
	新生	17			5		0	0				
床板珊瑚形珊瑚	总数	33			9		6	4	0			
	绝灭（%）	24(72.7)			3(33.3)		2(33.3)	4(100)				
	新生	8			0		0	0				
腕足类	总数	早 105	中 109	晚 127	早 134	晚 27	13	7	8	8	13	
	绝灭（%）	31 (29.5)	51 (46.8)	98 (77.2)	7 (5.2)	18 (66.7)	6(46.2)	5(71.4)	7(87.5)	4(50)	4(30.8)	
	新生	41	25	69	5	0	4	0	0	7	9	
双壳类	总数	103			86		64	59	30	50	52	76
	绝灭（%）	26(25.2)			28(32.6)		7(10.9)	35(59.3)	3(10)	4(8)	11(21.2)	0(0)
	新生				10		6	2	6	24	6	35
菊石类	总数	62			36		22	19	8	61	131	89
	绝灭（%）	60(96.8)			31(86.1)		16(72.7)	16(84.2)	2(25)	20(32.8)	123(93.9)	73(82.0)
	新生				34		17	13	5	55	90	81
牙形石	总数	18			16		21		29	21	26	32
	绝灭（%）	2(22)			0(0)		2(9.5)		0(0)	3(14.3)	7(26.9)	0(0)
	新生				0		5		0	2	8	13

① 括号内为绝灭属数占总属数的百分比，即（绝灭总数/总属数）×100%

在二叠纪末期的海生无脊椎动物主要类群中，属一级的绝灭情况也与科一级相类似（表5-5）。中国地质大学(武汉）统计了二叠纪与三叠纪之交，世界上䗴、非䗴有孔虫、皱纹珊瑚、床板珊瑚形珊瑚、腕足类、双壳类、菊石和牙形石等7个门类的变化，发现长兴期的212个属当中，有160个属在二叠纪末绝灭，属的绝灭率达到75.5%；延续到早三叠世格里斯巴赫期的只有52属，其中主要是双壳类和牙形石。特别值得注意的是，许多门类的绝灭都发生在二叠—三叠系界线上下0.3m以内（殷鸿福等，1988)。

根据上述统计资料，䗴、皱纹珊瑚和床板珊瑚形珊瑚的最终灭亡都发生于长兴期的晚期，属的绝灭率达100%；腕足类在长兴期的晚期绝灭的属虽只有5个，但仍占当时仅存的7个属中的71%。即使是中生代极为繁盛的双壳类和菊石类，长兴期晚期的绝灭率也分别达到59.3%和84.2%，属的数目分别由长兴期晚期的59个降为30个和由19个降为8个。非䗴有孔虫虽然生存至今，但当时也由77属骤减为4属，绝灭率也高达95%。

二叠纪末种一级分类单位的绝灭也达到顶峰，估计绝灭的海生无脊椎动物种高达96%'确实是生物演化历史上的一场浩劫。如Sepkoski（1982）统计，晚二叠世末期死亡的种数达到90%以上。同一时期殷鸿福等（1988）统计的中国南方七个海生动物门类的绝灭率高达95—100%。因此有的研究者称之为“重要的生物绝灭线”。

根据这些统计资料，二叠纪与三叠纪之交的生物大规模绝灭，从所涉及的高级类群的级别和数量，以及各级分类单位的数目来说，其绝灭的规模、深度和广度都是空前的。加之这次绝灭所涉及的不但有固着生活的珊瑚和腕足类，还有浮游和自游生活的䗴和头足类等；即使是中生代甚为繁盛的头足类和双壳类，在这次危机中也受到了很大打击。因而，Raup和Stanley（1971）认为，生物“成群绝灭沿着系统分类线索而不沿生态线索的明显倾向，是令人费解的特征之一”，“成群绝灭的原因，可能是对主要的遗传和生理特性起作用，而不是对各个类别中较次要的生态适应起作用。”这个因素在研究生物大规模绝灭事件的原因时也应当考虑。

二、我国南方二叠纪末的生物绝灭事件

我国南方广大地区，二叠系与三叠系之交的地层连续，化石丰富，保存完好，为世界所罕见，是研究二叠纪末生物绝灭事件的理想地区。赵金科等(1983)、杨遵仪等(1984)、殷鸿福等（1985）和李子舜等（1986）详细研究了这条古生代与中生代界线的生物群更替。1981年以来，杨遵仪教授组织和领导的中国二叠系—三叠系事件研究项目——国际地质合作计划203项目（《IGCP》proj.203)——取得了一系列研究成果，发现了界线层的铱和微量元素异常、化学异常、碳和氧同位素的剧烈变动、大量微球粒和火山碎屑，引起国际同行的很大重视，为查明这次重大的显生宙生物绝灭事件的原因和机制提供了有力证据。

1. 二叠纪与三叠纪动物群的交替

（1）浙江长兴煤山剖面 上二叠统顶部为深灰色中层状微晶石灰岩，偶含黑色燧石团块，近顶部0.47m处含沥青质和星点状黄铁矿，产丰富的晚二叠世特征化石，如䗴类：*Palaeofusulina* cf. *sinensis*；牙形石：*Neogondolella deflecta—N. subcarinata changxingensis*；珊瑚：*Lophophyllum* sp.；菊石：*Rotodiscoceras* sp.；腕足类：*Spinomarginifera alpha*和双壳类：*Solemya* (*Janeia*) sp. 等。

下三叠统殷坑组的底部为6cm厚的灰白色伊利石一蒙脱石粘土，有时为灰黄色。其上的黑色钙质泥岩风化后为土黄色，产三叠纪底部的特征化石，菊石：? *Otoceras* sp., *Glyptophiceras* sp. A和sp. B, *Hypophiceras* sp. A和sp. B；双壳类：*Claraia*? sp. 等，厚7cm（赵金科等，1983）。

长兴煤山剖面的晚二叠统长兴组与下三叠统底部殷坑组为整合接触，连续过渡。值得注意的是该剖面与*Otoceras*和*Claraia*等三叠纪早期标准带化石共生的还有二叠纪型的腕足类化石8属11种，如 *Fusichonetes nayongensis*, *Neowellerella pseudoutah*, *Paryphella triguella*和*Waagenites barusiensis*等。

这种二叠系一三叠系混生动物群广见于我国南方各地，如南京龙潭、江宁湖山、福建永定抚市、湖南宜章梅田、广西来宾合山、江西、陕西镇安、贵州六枝及四川华蓥山和广元上寺等地（赵金科等，1983）。这说明二叠纪末期的生物绝灭事件有一个过程，古生代繁盛的䗴、珊瑚、腕足类和三叶虫等生物门类都延续到长兴剖面长兴组顶部距界线仅0.47m处，则说明了这次生物绝灭的急剧性，只用一般的生物演化和环境变化难以解释，只有用事件地层的观点才能说明。

（2）四川广元上寺剖面 上二叠统吴家坪组上段为灰色，中厚至厚深灰色生物碎屑亮晶灰岩，含生物碎屑微晶灰岩和微晶灰岩，富含燧石结核和条带，产䗴、有孔虫、牙形石、珊瑚和腕足类等。上二叠统顶部的大隆组下段为灰色硅质灰岩、含炭硅质灰岩夹页岩，薄层夹中层，下部产腕足类、珊瑚、牙形石，中上部富含菊石，还有放射虫等化石，厚54.4m。大隆组上段为灰色含放射虫硅质岩和硅质微晶灰岩，薄层状，上部夹蒙脱石-伊利石混层粘土岩，产有丰富的菊石、牙形石、放射虫和少量有孔虫，厚9.9m。

下三叠统飞仙关组一段：上部为灰色、深灰色中薄层含泥微晶灰岩夹砾屑微晶灰岩，纹层状藻灰岩；中部为深灰色微晶灰岩，中厚层；下部为灰色、灰绿色含粉砂质泥岩，夹钙质泥岩、泥质灰岩和纹层状藻席层灰岩，薄层至微薄层，产丰富菊石、双壳类和有孔虫，厚85.45m。

广元上寺地区，由晚二叠世的吴家坪期晚期开始，从碳酸盐台地相变为深水台盆地；皱纹珊瑚和䗴先后消失，腕足类极度衰落，只余下 *Crurithyris*，而深水相的浮游动物群则大为发展。棱菊石目和齿菊石目的菊石相继出现，达18属35种；*Neogondolella* 等牙形石组合和*Nodosaria*、*Glomospira*和*Geinitzia*等有孔虫类群也成为优势类群，分别达到7属19种和12属23种。长兴期末的22层和24层还出现了深水放射虫如泡沫虫类的 *Porodiscus* sp., *Cenellipsis* sp. 和Stylostheridae科的分子等。到了二叠纪最末的27层，无脊椎动物类群发生了大规模绝灭，有孔虫和放射虫突然消失。菊石的分异度和数量锐减，科数减少了一半以上，种则消失了97%左右，只剩下*Pseudotirolites*和*Pseudogastrioceras* 等。此时牙形石的种数减少了94%。菊石和牙形石这两个优势类群濒于绝灭，说明广元地区二叠纪末期发生了灾变性生物事件。李子舜等（1986）称之为二叠纪—三叠纪生物事件的第一幕。

李子舜等所划分的三叠纪之初，上寺地区陡然由盆地转化为潮坪环境，海生无脊椎动物进入萧条期，仅见少数翼蛤目如*Bakevillia*, *Towapteria*和*Claraia*等，菊石如*Hypophyceras* 和 *Glyptophyceras*等以及一些新舟石类的牙形石*Anchignathodus minutus* 和*A. decrescense*等，构成生物事件的第二幕。此幕以28a 层代表，在界线以上16cm，长兴期的孑

遗分子*Neogondolella subcarinata*, *N. changxingensis*和*Pseudogastrioceras*与格里斯巴赫期的早期分子*Hypophyceras*等共生，而以古生代的色彩较浓。28b 层厚 24cm，出现较多的双壳类*Towapteria scythica*和少量*Claraia* spp.，分异度和数量仍不高；28c层厚64cm，Ophiceratid取代了*Hypophiceras*，并且出现了*Anchignathodus parvus*带的分子。

28d层厚74cm，*Claraia wangi*, *Claraia griesbachi*和*Ophiceras*等典型的三叠纪种属开始繁盛，种数和个体数目剧增，构成了二叠纪—三叠纪生物事件的第三幕。上述情况与许靖华等（1980）论述的白垩纪末生物绝灭事件的三幕相似。

广元上寺剖面虽因相环境变化，未见二叠纪末的底栖动物群，如䗴、珊瑚和腕足动物化石，但在深水相环境仍出现界线粘土层（此剖面27层和28层下部），即由深水环境剧变为潮坪环境，也有力地证明了环境突然变化是古生代末生物绝灭事件的主要原因。地球化学和沉积学的证据进一步证实了这一事件的作用强烈，影响极广。

2．地球化学和沉积学证据

（1）元素地球化学异常

1）广元上寺剖面：张景华和张元纪等（1983）首次用中子活化分析方法测定广元上寺和浙江长兴煤山剖面的粘土层，发现上寺剖面二叠系顶部23层和25层粘土岩底板的亲铁元素Co、Cr、Ni、Sr和Ba富集，轻稀土元素含量高，Eu明显负异常，放射性元素Th和U也异常丰富。

徐道一等（1985）用中子活化分析方法，发现了27层粘土岩顶部的富铱层，铱的峰值达2±0.5ppb，远高于沉积岩中铱含量的背景值0.02ppb；亲铁元素Ni、Cr、Fe和亲铜元素Sb的高峰值达88.7ppm，均比此层以下的样品高出20倍之多。因27层异常中稀土元素的含量和Ni与Ir的比例与澳大利亚、意大利、丹麦和西班牙的白垩—第三系界线一致，Ni/Ir比值成线性分布，表明可能有天外事件发生（包括天体撞击事件，详见下章第八—九节）（图5-5）。

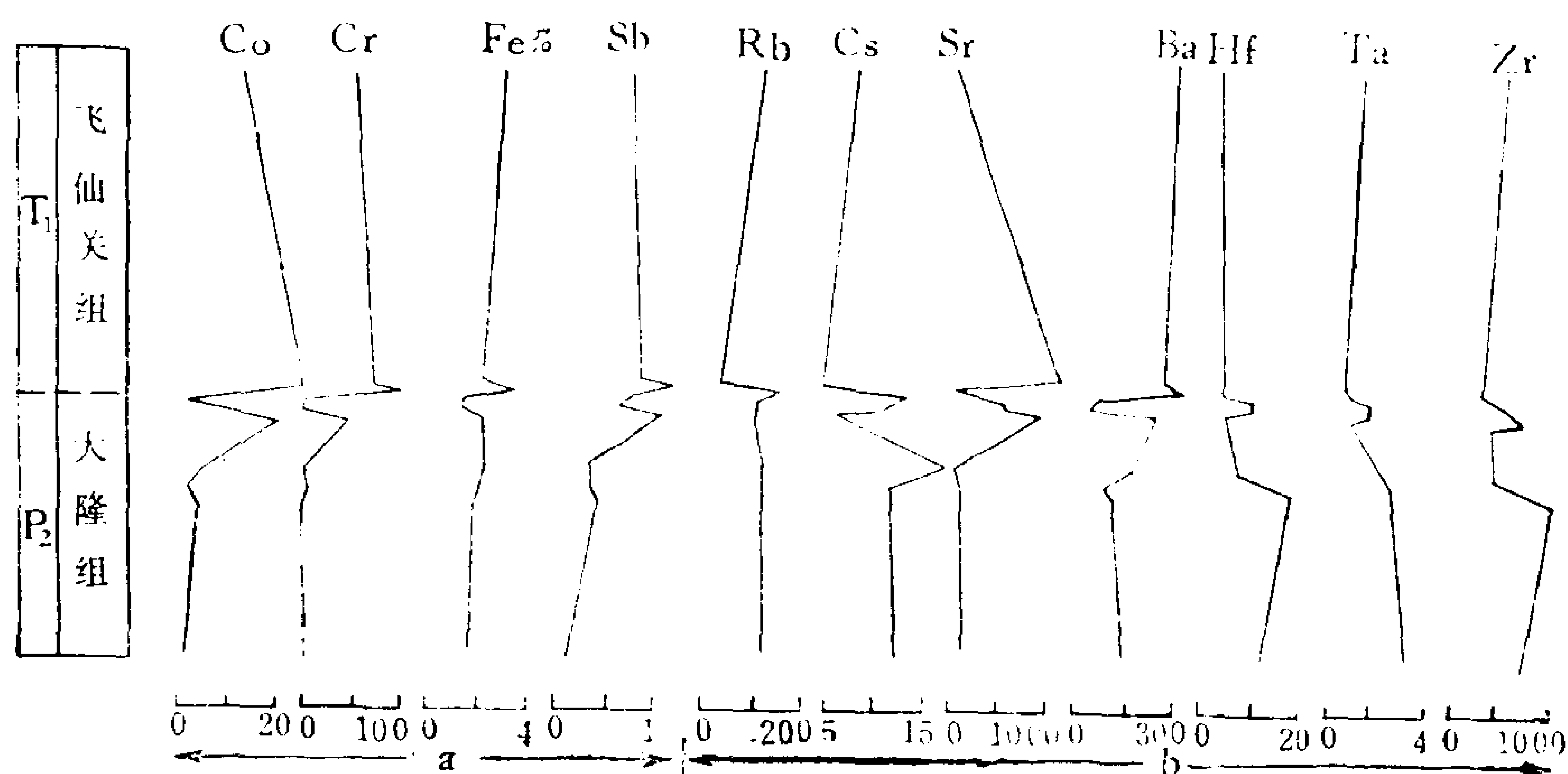


图 5-5 四川广元上寺剖面二叠—三叠系界线附近一些痕量元素含量（ppm）
a—亲铁和亲铜元素；b—亲石元素
（据殷鸿福等，1988）

2）长兴煤山剖面：柴之芳等（1986）用中子活化法分析，得出该剖面在二叠系—三叠系界线处Ir等29种元素的变化。长兴剖面Ir的含量在界线层 AG91 样品中为 0.05—0.19

ppb，AG92中为0.2—1.0ppb，比其上下层位高10倍以上（图5-6）；Au和Pt的丰富也比界线层上下地层高5—6倍，前者为0.54—2.71ppb，后者为41—48ppb。

他们还发现，长兴剖面界线处Os的含量升高；亲铁元素Ni、Co、Fe和Cr，以及亲铜元素As、Sb和Cu都和Ir等有同步富集现象。这种同步富集还见于宇宙尘和白垩系—第三系界线，有利于天体冲击造成生物大规模绝灭事件的观点。Ca、Sr和Ba元素在剖面界线处减少，与苏联外高加索二叠—三叠系界线剖面的情况相似，可能与岩性变化和沉积环境的盐度有关。

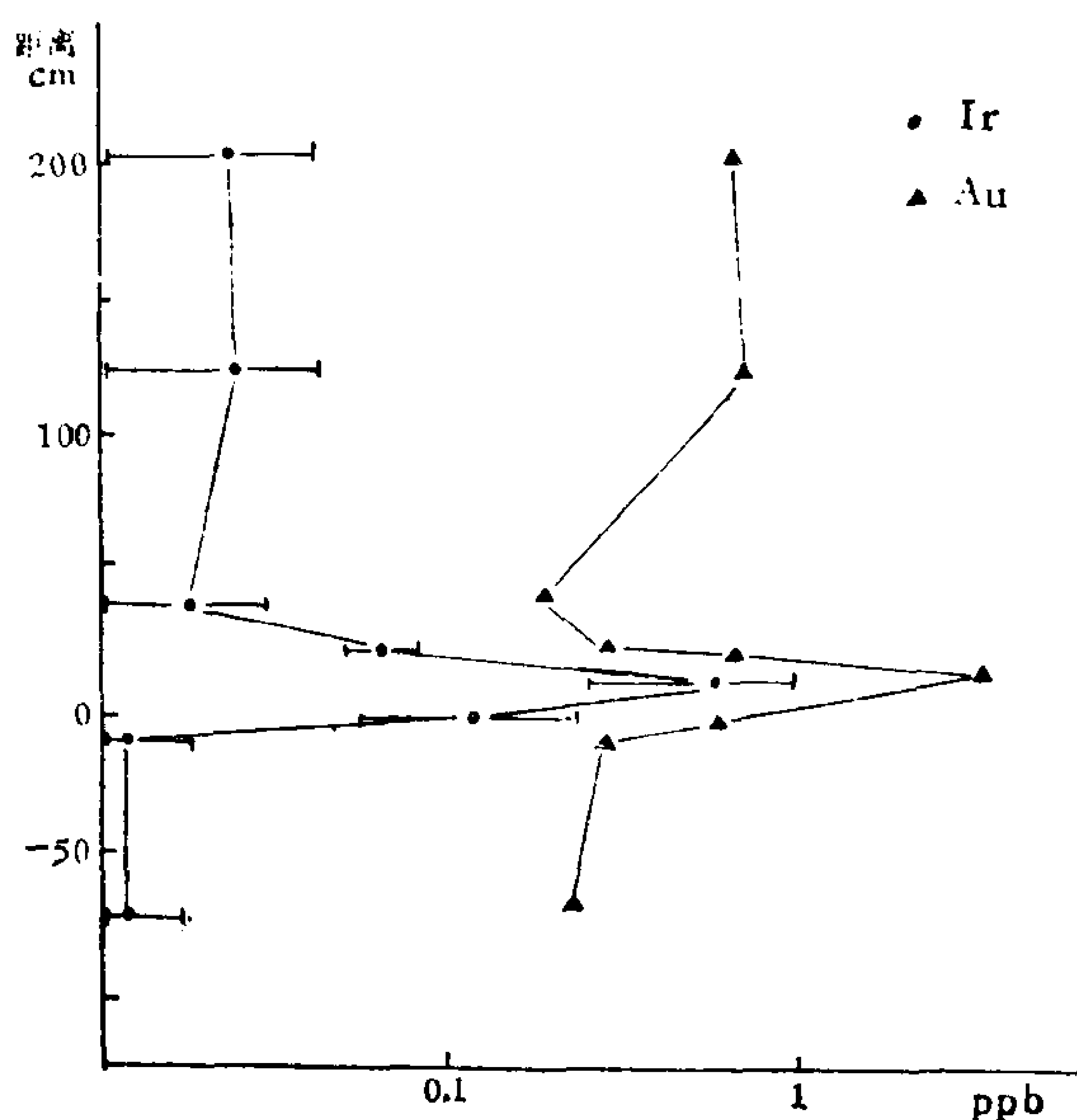


图 5-6 用放射化学中子活化分析测定浙江长兴二叠—三叠界线铱和金的分布曲线

（据柴之芳等，1986）

（2）同位素比 $\delta^{13}C$和$\delta^{18}O$的变化 许靖华（1982）报道深海钻探计划524地点碳的同位素比$\delta^{13}C$和氧同位素比 $\delta^{18}O$剧烈变化。前者反映古海洋酸度增加，有机物产量减少，后者反映古海水温度急剧下降。

严正等测定了广元上寺剖面$\delta^{13}C$和$\delta^{18}O$值的变化，发现$\delta^{13}C$值在上二叠统稳定在+2‰左右，而在接近界线层2m之内迅速降为负值，出现三次反复，负值逐渐增加到−5.28‰（26层），到27层开始回升。氧同位素比$\delta^{18}O$与碳同位素比$\delta^{13}C$ 的变化同步，也由−4‰左右降为−8‰左右，相当于古海水温度上升15℃ 左右。陈锦石等（1984）在长兴煤山、贵州遵义、陕西汉中等地也发现了类似的$\delta^{13}C$和$\delta^{18}O$异常（图5-7）。

生物的新陈代谢作用消耗大量的碳。生物优先吸收和利用环境中的^{12}C同位素，因此生物大量繁殖时海水中的^{13}C含量增加，碳酸盐沉积物中的^{13}C含量也相应增加，形成^{13}C正异常；生物大规模绝灭时，则会造成生物吸收的^{12}C减少，^{13}C值形成负值。二叠—三叠纪之交$\delta^{13}C$显著负异常的普遍出现，与化石记录中的生物大规模绝灭现象符合，成为地外灾变事件的一项佐证。

（3）微球粒在二叠—三叠系界线层中大量出现 这也是地外灾变事件的证据。Smi等（1981）首先在西班牙的Caravarca剖面白垩—第三系界线发现的大量钾长石微球粒，认为是冲击事件造成的高温事件使物质融化后，在冷却过程中的掉落物。其后，世界上许多地点的白垩—第三系界线层中也发现了微球粒。

何锦文（1985）在浙江长兴的二叠—三叠系界线层中也发现了微球粒，可能与地外冲击事件有关。高振刚等（1985）研究了广元上寺剖面二叠—三叠系界线层微球粒的分布和特征。上二叠统大隆组顶部$2\times2cm^2$薄片中的微球粒个数急剧增加，由背景值的几十个到200多个，剧增为4000个以上（李子舜等划分的27层上部），27层顶部竟达18692个，比背

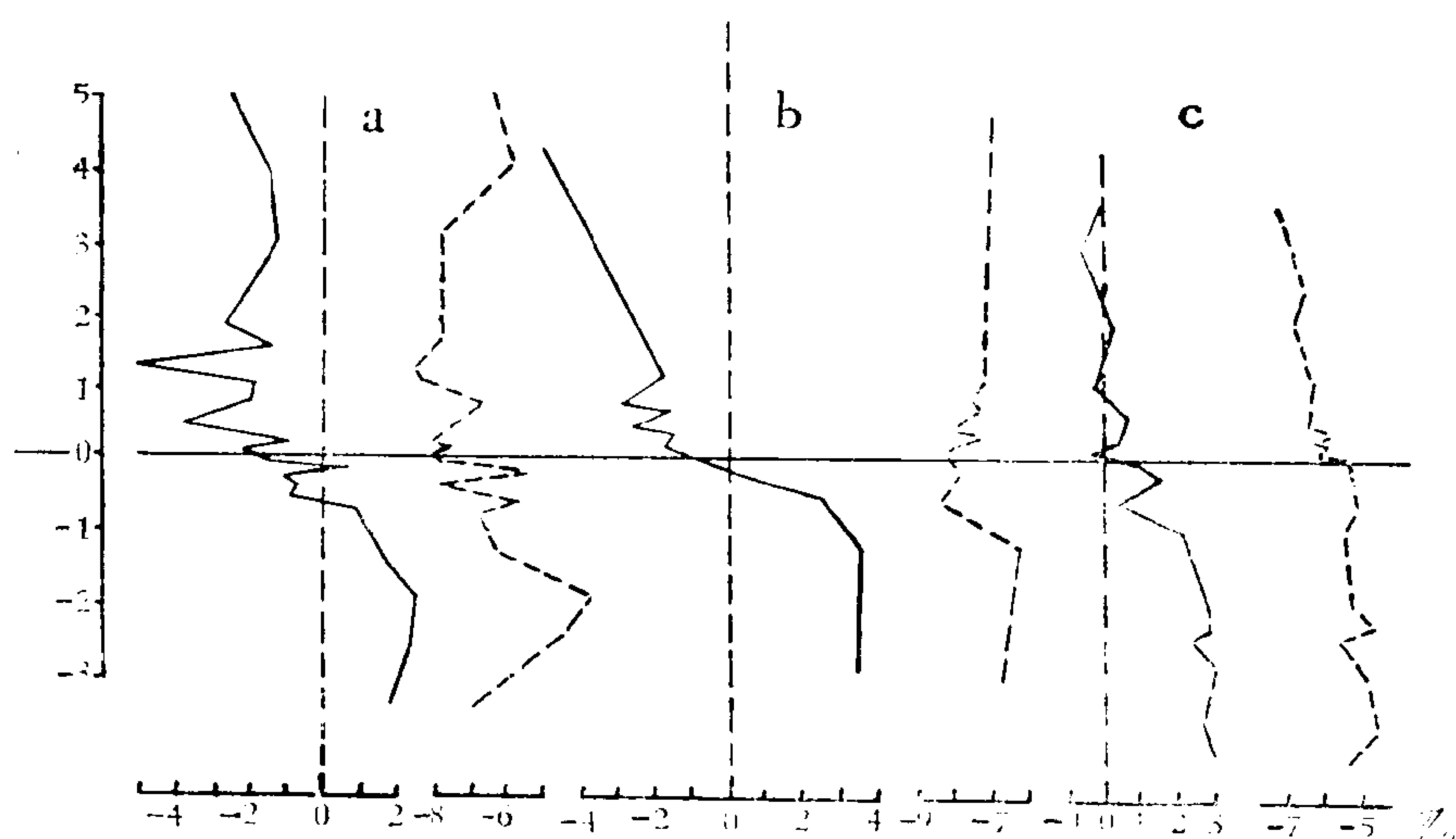


图 5-7 四川广元上寺（a）、浙江长兴煤山（b）和苏联外高加索的苏维埃塔申（c）剖面二叠—三叠系界线附近碳、氧同位素比的变化。实线——$\delta^{13}C$‰，虚线——$\delta^{18}O$‰
（据殷鸿福等，1988）

景值高150倍以上，而下三叠统飞仙关组又降为70—86个。含微球粒多的样品，中子活化分析测定的含铱量达0.2—0.23ppb，也比含微球粒少的样品高5倍以上。微球粒数目与含铱量成正相关关系。

广元剖面界线层的微球粒直径一般为50—30μm，在单偏光镜下呈棕黑色，正交偏光镜下全消光，多数为不透明矿物，一般圆度较高，有的具有同心环结构或空心结构。微球粒的成分有三种，其中硅质或玻璃质者约占10%，钙质者约占4%，此二者可能由沉积作用或生物作用形成；铁质微球粒约占86%，结构复杂，FeO含量83.19—93.45，Cr/Fe比值从0.94到120.55，相当于CI型陨石，其余样品多介于铁质宇宙尘埃与地球的磁铁矿之间。铁质微球粒的来源可能为地球内部和宇宙空间，有的具不规则五边形、六边形及胞状结构，有的结构又极规则；还有直径40μm的微球粒由部分为0.7—0.9μm的细小微球粒构成，说明是在骤冷条件下形成。这些微球粒直径＜50μm，在大气中迅速下落时不会因摩擦而熔化，保存了内部构造，然后飘然落下，甚至可能在空中停留许久，遮天蔽日，造成生物的绝灭。

张克信认为，我国二叠—三叠系界线地层中的磁性微球粒是由火山形成的❶。据甘肃碌曲、迭部与宕昌，四川广元，陕西镇安，湖北黄石，安徽巢县和广德，浙江长兴，福建雁石，广西来宾，贵州紫云、猴场及望漠9省14个地点二叠—三叠系界线层的大量微球粒统计资料，其中95%左右为磁性铁质球粒和石铁质球粒，直径多介于20—100μm，黑色。扫描电镜下见到微球粒表面有旋转环纹、撞击坑、喷气孔、融粘聚结和泪滴状等构造，说明其经历了熔融、气化烧蚀、液滴冷凝、粘结和收缩凝固等过程，只有在火山爆发或地外星体撞击条件下才能形成。我国南方二叠—三叠系界线地层中磁性微球粒的分布时限长（P_2—T_1）、层位多（黄石剖面可达18层），与火山玻屑和高温石英等火山成因矿物相伴生（如长兴和黄石）；其成分贫Ni而富铁，与典型的铁陨石和石铁陨石相差很远，因而张克

❶ 张克信，1988，全国事件地层学术讨论会论文摘要集。

信认为是由火山形成的。

高振刚等（1987）也指出广元上寺界线层的铁质微球粒缺少镍，与现代宇宙尘不同，但太古代宇宙尘含镍极低，与广元界线层的微球粒类似。

（4）火山活动 我国南部二叠—三叠系界线广泛分布一层粘土岩，除著名的长兴和广元剖面之外，还有几十处界线粘土，也都证明为火山成因❶。除前述的微球粒外，这层粘土岩主要由蒙脱石构成，具有火山玻璃、气泡、沸石、高温石英、长石、黑云母、磷灰石和假流动构造等火山凝灰岩的典型特征。界线粘土岩中的牙形石呈白色，可能与烘烤或地下水交代有关。火山活动可能还影响海水中的硅质环境，成为菊石类兴衰的一项因素。吴顺宝等发现，二叠系—三叠系界线附近粘土岩有数层甚至十多层，界线粘土层的层薄（一般1—10cm），分布广，等时性明显，各处粘土的成分和结构相似，层理不明显❷。湖北黄石和浙江长兴二叠—三叠系粘土层中，与火山活动有关的碎屑主要有石英（含有六方双锥高温石英）、锆石、磷灰石、玻璃质微球粒、铁质微球粒和火山灰等，有些样品还含电气石、石榴石及锐钛矿等。碎屑粒径0.02—0.5mm，未见大块火山喷发物，看来这两个研究区不在火山喷发中心附近。

二叠纪到三叠纪是强烈的火山活动期。我国著名的大陆性峨眉山玄武岩的喷发，始于晚二叠世早期，波及四川、云南、贵州和西藏等省区，最大厚度在丽江附近可达3300m，面积达40万km^2。同期德干高原的玄武岩面积则达50万km^2左右。苏联西伯利亚的通古斯地区，二叠纪至三叠纪凝灰岩和暗色玄武岩所代表的火山活动，喷发岩面积更达150万km^2。王忠实❸报导川西的义敦地区晚二叠世为岛弧型拉斑玄武岩喷发；理塘、道孚和岷江一带的复理石弧后盆地晚二叠世的枕状熔岩与早三叠世放射虫硅质岩连续沉积；攀西地区则为大陆裂谷式板块内玄武岩喷发。特提斯区强烈的火山活动，是古特提斯海构造活动和环境变化的重要标志；火山喷发释放的大量气体造成缺氧和毒化环境、温室效应，以至火山灰遮蔽日光，直接影响植物的光合作用和动物的生活，对晚二叠世海相动物群的衰退有重要作用。微球粒来源于火山作用或地外事件尚待研究，因单纯的火山作用或地外事件是否足以引起如此空前规模的灾难也难肯定。

（5）构造多效性和复合效应 江纳言和钱文龙（1986）主张，华南二叠纪海相生物群的绝灭有四种以上因素：

1）特提斯海部分解体：二叠纪特提斯海至少有五个大岛群，后来粘结到亚洲大陆东缘，从赤道到白令海，甚至被推到加拿大，与北美洲相连。根据生物区系保护区的原理，大保护区比几个小保护区种的消失率低，可以通过平衡保存更多的物种（Willis，1974；Wilson and Willis，1975；Diamond，1975，1976；Terbough，1974；May，1975）。有效保护区的面积缩小，会导致物种的消失率加大，物种减少。

2）浅海面积减少 根据岛屿生物地理学原理，物种数目与生存空间大小有下列关系：

$$S=CA^{Z}$$

❶ 殷鸿福等，1988，华南二叠纪—三叠纪之交的火山活动及其对生物绝灭的影响，全国事件地层学术讨论会论文摘要集。

❷ 吴顺宝等，1988，黄石和长兴二叠—三叠系界线处粘土岩层中的火山碎屑物及粘土岩成因，全国事件地层学术讨论会论文摘要集。

❸ 王忠实，1988，川西地区二叠纪火山喷发事件，全国事件地层学术讨论会论文摘要集。

式中S为物种数目，A为生境面积，C为比例常数，Z为无维参数。

根据经验关系式，Z值介于0.18—0.35之间，当S>20时，Z→0.25（May，1975）。

已经知道二叠纪早期的浅海分布面积由40%降为20%（Schopf，1974），二叠纪晚期物种可以比二叠纪早期物种减少22%。二叠纪发生了地质历史上已知的最大一次海退，二叠纪末期浅海的范围由占整个海域的43%缩小为13%。二叠纪最晚期可能还继以陆表海栖居地进一步减小，总体海退伴有海生无脊椎动物加速绝灭。在延续到三叠纪的时间内，浅海和广海的化学成分可能也越来越不利于生物的生存。

3）浅海灰泥底质的面积减小：现代浅海生物群落中，生物的分布主要取决于底质的类型（Parse等，1942；Stephenson等，1952）。二叠纪海生无脊椎动物类群中，几乎所有的䗴和绝大部分非䗴有孔虫都生活在石灰质海底；四射珊瑚、海绵及腕足动物长身贝类和石燕贝类也多倾向于生活在石灰质海底。当碳酸盐底质的分布面积减少时，物种的消失率也随之增加。晚二叠世碳酸盐底质的面积约占当时浅海陆棚面积的一半，大约导致了35%底栖无脊椎动物类群的绝灭。

4）隔离程度增加：由于台盆的分异形成了许多天然屏障，限制了生物的迁移和扩散，也大大地缩小了生物的有效居住面积，造成许多物种绝灭。

但任何单一因素都不足以造成二叠纪末海洋生物如此大规模的绝灭，江纳言等主张构造多效性和复合效应是造成大规模绝灭的原因。如浅海底起伏不平，形成台盆割据（如华南的茅口期和长兴期），板块运动形成联合古陆并使古特提斯海部分解体，相应产生浅海面积减小、碳酸盐底质面积减小、隔离程度增加、大气环流系统变更和环境稳定度骤减等几种效应。这就是由构造运动产生的构造多效性；由上述多种因素共同作用而导致生物大量绝灭，则称复合效应。复合效应对于生物绝灭的作用要比单因素作用强得多。因为对同一种生物而言，当某种生态因素不是处在最适应状态时，该种生物对其它生态因素的适应能力也会下降（Shelford耐性定理的补充原理之三）。

二叠纪末期是大海退时期，板块运动使浅海面积逐渐缩小，陆地逐渐扩大，形成联合古陆。至二叠纪末的长兴期，特提斯海东部成为世界上唯一有浅海底栖动物群居住的地区。构造运动使二叠纪的开阔浅海变为互相隔绝的环境多样化的浅海，适应温暖、隔绝和低能条件的生物群增多，产生了较特化的*Reichelina*, *Colaniella*, *Oldhamina*和硅质岩相的*Pseudotirolites*菊石及特殊腕足类等。二叠纪末期古地理和地球化学环境显著变化时，这些窄适应性的特化生物类群迅速绝灭。

杨遵仪（1988）在全国事件地层学术讨论会上作了题为《东特提斯区二叠—三叠纪间事件》的报告，全面总结了中国、印度、巴基斯坦和泰国等国二叠—三叠纪界线问题，尤其是IGCP203项研究的成果，包括生物事件和非生物事件：事件（一）P/T间生物类别的更替；事件（二）海退与海侵；事件（三）P/T间地球化学的变化；事件（四）稳定同位素$\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$的急剧变化；事件（五）P/T间火山爆发；事件（六）古地磁极性转换；事件（七）Ir异常与地外事件的探讨。事件（一）至（四）已在中、印、巴的P/T界线剖面证实存在，有助于P/T界线的确定。事件地层研究已成为划分地层界线的重要手段，并且可以推广到其它的纪间和纪内界线。

第四节　晚泥盆世弗拉斯—法门期绝灭事件

弗拉斯—法门期绝灭事件是古生代全球性的重大生物绝灭事件之一。60%以上的生物单位在弗拉斯期末期死亡，绝灭的海生动物达到70多个科，海洋生物的绝灭比陆生生物更严重。

弗拉斯—法门期绝灭事件发生于牙形石的*Palmatolepis gigas* 带上部与*Palmatolepis triangularis*带下部之间，或许还包括了前者上部或后者下部，相当一个牙形石带，时限范围小于50万年（McLaven，1982，1983）。

弗拉斯—法门期的生物绝灭影响很大，涉及的门类也很多：浅海珊瑚全部绝灭，深海珊瑚部分绝灭，层孔虫几乎全部绝灭，竹节石在事件中全部灭亡，浮游植物绝灭90%以上，早古生代最繁盛的三叶虫有8个科大衰减，失去了在海生动物群中的重要地位。腕足动物繁盛一时的无洞贝超科、齿扭贝超科和五房贝超科等三个大类群都在弗拉斯期末绝灭，菊石也经历了一次重大灾难，死亡的属多达当时属的86%左右。

古生代的重要造礁生物珊瑚在弗拉斯期末的灾难很有代表性。弗拉斯期末生存的珊瑚共11科、43属、158种，其中有浅海珊瑚148种，深海珊瑚10种；残留到法门期的珊瑚则只有6科、9属、10种，其中浅海珊瑚6种，深海珊瑚4种。法门期末珊瑚又恢复到19科、50属、110种。珊瑚和层孔虫等古生代造礁生物的大规模绝灭，使中泥盆世一度繁盛的生物礁在弗拉斯期末几乎全部消失，仅存的一些礁都很小，全部由藻类和有孔虫组成，其中没有珊瑚构架。直到法门期才出现很小的点礁，其间珊瑚的造礁作用停止了10Ma左右。

类似的生物绝灭事件我国也有发现。湘中地区佘田桥组的底栖生物丰富，局部构成层状生物礁；但到了锡矿山组腕足动物只留下小嘴贝等少数属种，造礁的珊瑚、层孔虫和喜礁的腕足动物等大量绝灭，甚至连珊瑚都很少见。

第五节　前寒武纪末绝灭事件

1．伊迪卡拉动物群的绝灭

前寒武纪与寒武纪界线是生物进化史上的一个重要时期，构成隐生宙与显生宙的界线。

在澳大利亚南部的伊迪卡拉（Ediacara），发现了一个前寒武纪晚期的软躯体后生动物化石群，包括软体化石和遗迹化石，类似的化石后来也见于西南非洲、英国、瑞典、苏联和我国的许多地点，共约有30个种，归入*Ediacaria*, *Beltanella*, *Cyclomedusa*, *Rangea*, *Arborea*, *Spriggina*, *Dickinsonia*, *Parvincoria*, *Praecambridium*和*Tribrachidium*等属。这个最早的海洋后生动物群，在全世界已经发现了几千块标本，其丰富程度令人惊奇。伊迪卡拉动物群的生存时限约为700—590Ma以前，在寒武纪开始之前（570Ma）已经绝灭，其各个属种均为软体生物，缺乏硬体骨骼，与寒武纪以来有硬体的三叶虫等后生动物有本质区别。伊迪卡拉动物群的绝灭，为寒武纪早期的小壳动物与三叶虫动物群的出现和大规模演化辐射准备了生态空间。

过去研究者往往把伊迪卡拉动物群归入显生宙腔肠动物门的水母类、水螅类、锥石

类、真水母类和环节动物的多毛类以及蠕虫类等，认为它们是显生宙以至现代生物的直接祖先。但Seilacher认为伊迪卡拉动物群的软体动物身体极薄，呈条带状、薄片状、叶片状或者略微充气的气垫状，以保持较高的表面积/体积之比，靠身体表面完成呼吸和摄食等功能。这种适应方式与现代大寄生动物如条虫等一样，而与现代绝大多数后生动物保持立体增长，由内部器官的复杂化（如肺的形成和小肠表面的复杂褶曲等）的适应路线根本对立。伊迪卡拉动物群全是与现代不同的门类，是在大气含氧不足的条件下，后生动物大规模占领浅海的第一次尝试。这次尝试失败了，该动物群全部灭绝。后来繁盛起来的生物则沿着内部器官复杂化的途境演化，但因为复杂化需要时间，其最初代表必然个体小，使初步复杂化的器官能抵偿身体表面积比率的少量下降。因动物的个体增大时，表面积按平方增长，而体积按立方增长。这样适应的就是小壳动物群。在伊迪卡拉动物群与小壳动物群之间普遍出现了含虫管地层，代表显生宙生物尚未具有硬壳的阶段。伊迪卡拉动物群的绝灭与小壳动物群和三叶虫动物群的大规模演化辐射之间，经历了地史时期最深刻的大规模绝灭事件，成为生物进化史中研究的一个焦点。

近年来在前寒武系—寒武系界线发现铱异常和碳同位素异常，许靖华、孙枢等(1986)提出，该异常代表一个死劫难海洋，浮游生物的生产受很大抑制，成为生物爆发的前奏。

2．寒武纪之前的死难海洋

（1）碳同位素异常　前寒武系—寒武系界线，中国提出了三个基准面：中国A代表小壳动物群首次出现；中国B代表多样带壳化石：*Paragloborilus—Siphongonuchites*带底界；中国C代表含磷碳酸岩变为黑色页岩，是三叶虫的底界，广见于中国南方(图5-8)。

许靖华和孙枢等发现三峡和云南震旦系标准剖面中国C界标之上，白云岩的碳同位素比δ^{13}C异常大于5‰（图5-9），发生于2,000年期间内，此异常的幅度和急剧程度可以与白垩—第三系和二叠—三叠系界线相比（Hsü等，1982；Sun Yiyin等，1984）。

活的生物优先利用^{12}C，使浮游生物繁盛的表层海水中富集^{13}C，因此沉积物中明显的δ^{13}C值波动与海洋生物的繁殖力有关。古海洋浮游生物不断生产，使表层水δ^{13}C达+2‰，大于海底。

（2）死难状态　许靖华和孙枢等提出（1986），在大事件之后，环境污染可使浮游生物的生产抑制几千年，特征是含浮游生物的沉积物δ^{13}C值有波动。碳同位素的生物分异停止时，表层水与底层水混合，使碳同位素比均一，浮游生物沉积的δ^{13}C值应当与海底相同，而正常生物繁殖条件下的δ^{13}C值为负值。

他们主张中国C基准面δ^{13}C的大幅度负异常代表死难波动，说明浮游植物或绿藻的生产受到抑制。

（3）界线粘土中的铱异常　华南许多地区都在紧挨中国C界线之上的黑色页岩中发现了铱异常（Fan Delian等，1984）。

下寒武统的黑色页岩从云南到浙江延伸达1,600km，多元素层厚度仅几毫米到几厘米，富含铱、铂、钯、金等铂族元素。Fan Delian等认为，富含有机物的黑色页岩和镍—钼多元素层形成于缺氧的大陆边缘盆地，与早古生代缺氧事件有关。铱、锇、铂、铅、镍和钴等元素可能来自天外；铜、铅、锌、钼和钡等则可能由地下热卤水的水热作用形成。

许靖华和孙枢等发现，三峡地区跨越中国C界标的地球化学异常，包括铱异常和铂族

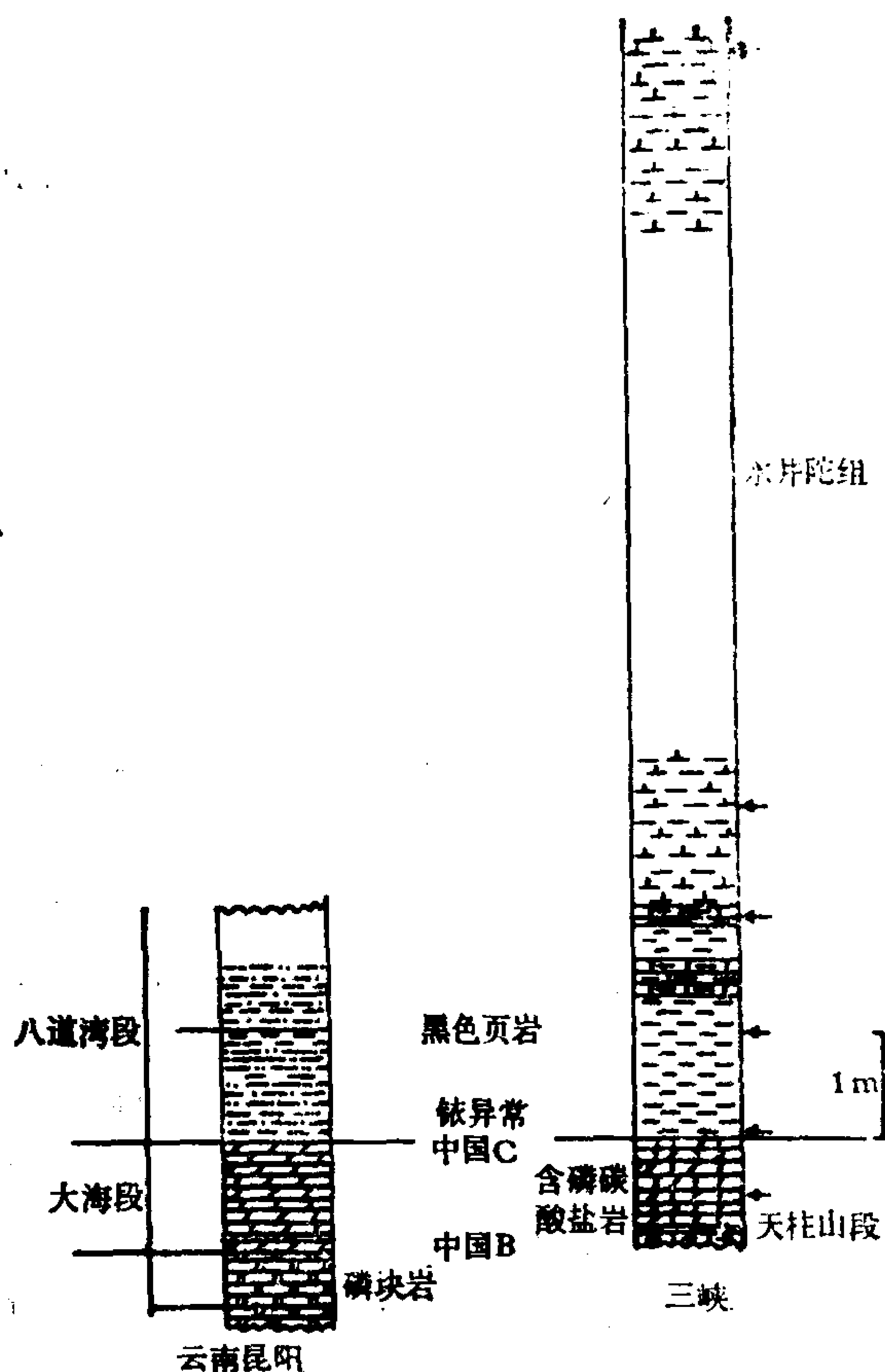


图 5-8　中国南方跨越前寒武纪—寒武纪界线的两个地层柱
中国A在中国B以下十几米。箭头示取样位置
（据许靖华、孙枢等，1986）

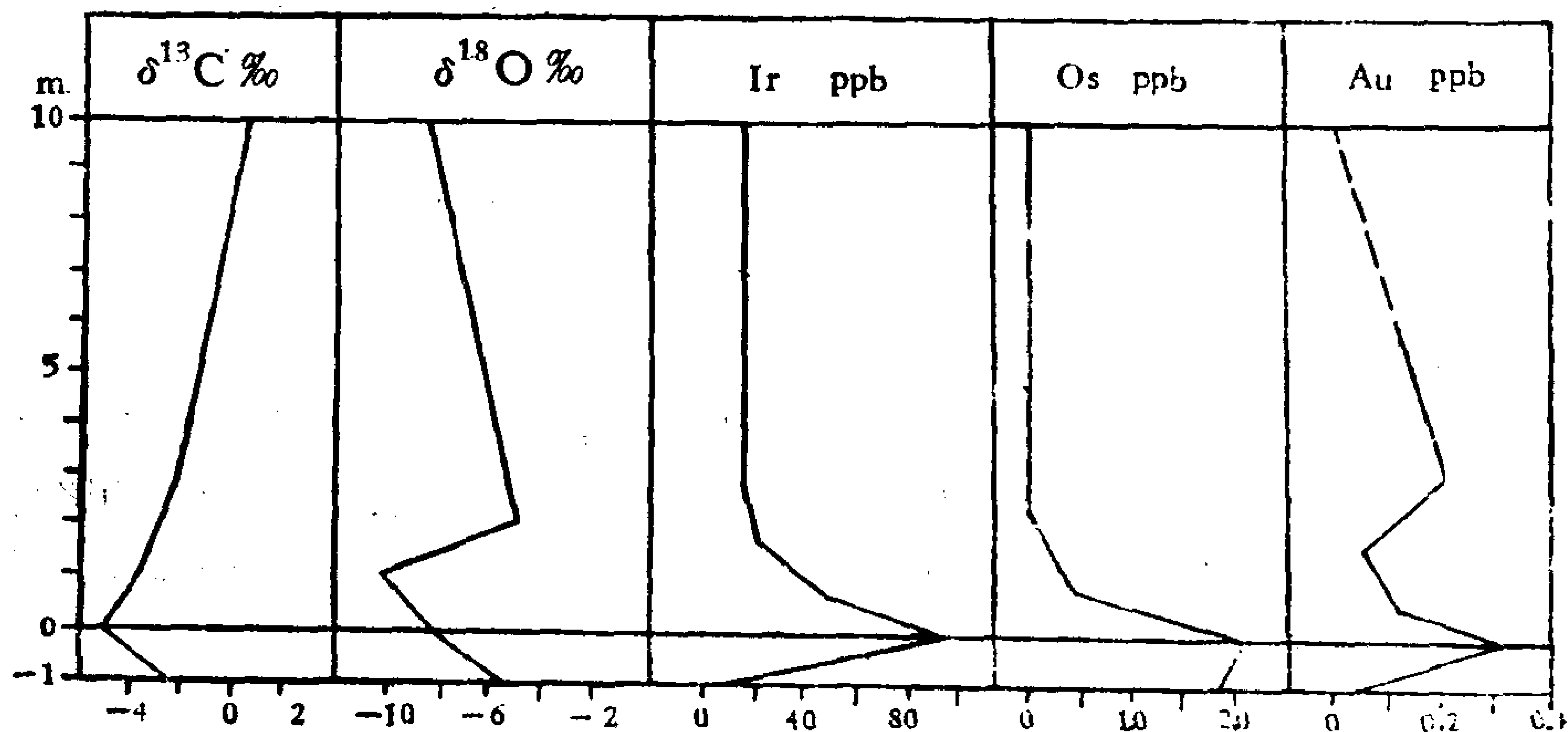


图 5-9　三峡地区跨越中国C界标的地球化学异常
（据许靖华、孙枢等，1986）

元素异常，与碳同位素比的变化相伴出现。在我国许多地点的二叠—三叠系界线粘土层以及西藏和意大利的白垩—第三系界线，都发现了铱异常和碳同位素比的急剧变化（Yin等，1984；Chen Jinshi，1984；Alvarez等，1980；Keltz and Hsü，1978）与古生物的绝灭事件相伴，这些决不是偶然的巧合，而有其一定的地球化学背景。关于绝灭原因有多种假说，将在第六章进一步讨论。

第六章　古生物绝灭原因的假说

第一节　概　　述

自从发现古生物大规模绝灭事件以来，各国古生物学者和地质学者对其绝灭的原因提出了十几种假说。

居维叶（1826）在其《论地球表面的革命》一书中提出“灾变论”观点，认为古生物的绝灭是由于环境的突然变化：海底突然上升使海生动物干死，陆地下沉则将陆生动物淹死。不整合面上的新动物群由远方未受灾变处迁来。但后来发现，即使当地层连续时也有生物绝灭现象，居维叶的“灾变”观点后来被达尔文的生物进化论驳倒。

Wedekind（19世纪晚期）提出直线演化论和类别生命力论，认为每种生物的发展史与其个体发育史一样，必定经历青春期、全盛期和衰老退化期。如菊石在古生代是青春期；三叠纪和侏罗纪是繁盛成熟期，生命力达到顶峰，壳饰最丰富、最复杂、最美丽；白垩纪是衰老退化期，长出不规则卷曲的壳，甚至直壳；晚白垩世菊石显著减少，缝合线开始简化，直到白垩纪末灭亡。他的直线演化论和类别生命力论否认环境与生物以及生物间的相互作用，无法解释不同门类和生态的生物同时死亡的现象。

本世纪50年代以来，对生物大类群绝灭的详细过程进行了多学科的综合研究，提出了多种假说，涉及生物、环境、地球、太阳系乃至银河系，为生物界和地球的发展史提供了新资料。生物绝灭问题的讨论成为当前古生物学和地质学最吸引人的课题之一。深入了解各派假说，有助于了解生物进化的过程和各种因素，博采众长，发展我国的古生物学研究。

第二节　漂浮植物兴衰说

1．漂浮植物对海洋动物的影响

Tappan（1968）提出，漂浮植物的演化历史强烈影响动物的生活，尤其是通过制造原始食物和游离氧的数量变化对动物的作用更加明显。漂浮植物绝灭和繁殖力降低，主要发生在陆地起伏较低时期，大陆剥蚀供给海洋的营养物减少，使浮游植物减少，造成以其为食物的消费者和依靠氧的动物类群绝灭。

海洋漂浮植物的演化史分三个主要阶段，与地质年代单位的代基本上一致（图6-1）。

海洋漂浮植物出现于前寒武纪，早古生代以疑源类为主，晚泥盆世开始衰退，一直延续到三叠纪末。甲藻类最早见于志留纪，侏罗纪与球菌类和疑源类一起发生适应辐射，晚白垩世达到最盛后即由于新类群大量绝灭而突然衰微。

老第三纪早期浮游植物贫乏，晚古新世的辐射演化产生了现代漂浮植物群。渐新世一些早期繁盛的种类数量减少，硅藻类和甲藻类在现代海洋中居于统治地位。

2．反对意见

1）古代漂浮植物有许多不能成为化石，古代漂浮植物的生产率变化极难估量，且不一定与生物的分异度或在沉积物中的含量有关（Fischer and Arthur, 1977）。

2）生物碳的循环系统中有多种负反馈：生产者固定的有机碳增加之后，消费者和分解者可能马上产生同等数量的二氧化碳。此外，陆生植物光合作用的效率可能与大气的二氧化碳浓度成正比：植物繁茂生长，消耗大气的二氧化碳，降低光合作用效率，限制植物繁盛，反之也是一样（Holland, 1978）。

3）古生产率问题以现有知识水平很难研究。生物系统内部的反馈倾向于使生产率达到平衡；生物的作用主要是平衡，而不是不平衡。大气中二氧化碳含量变化的原因，应当到火山活动和风化作用等根本来源和消耗中寻找（Fischer, 1984）。

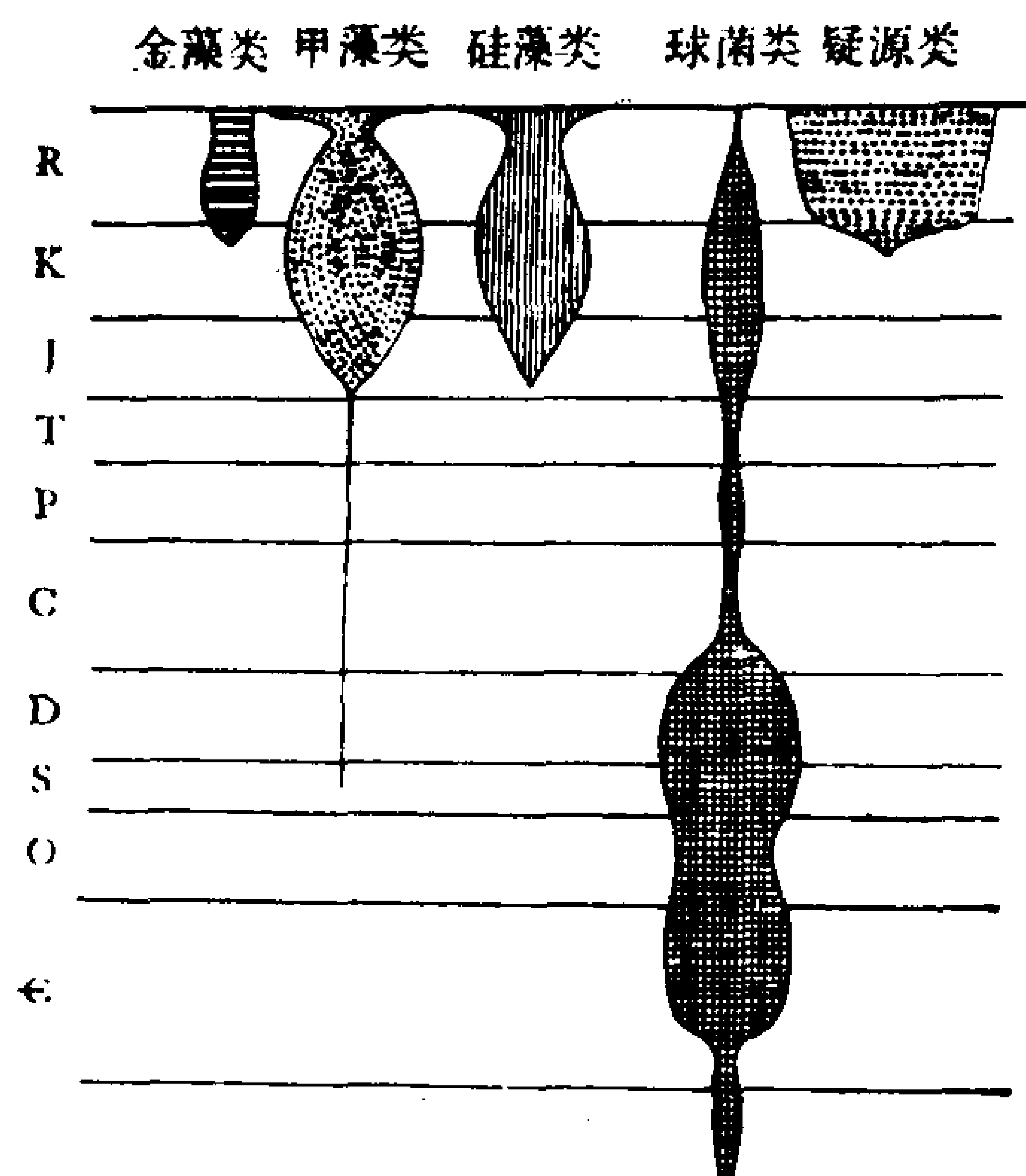


图 6-1 海洋漂浮植物类群的地史分布
（据Tappan, 1968）

笔者认为，漂浮植物缺少硬体部分，极少化石记录，其繁盛程度和数量虽难于确定，但缺氧事件和黑色页岩的形成和广布程度可以提供漂浮植物兴衰的线索。漂浮植物在富养化的海洋中过度繁殖，还会形成“赤潮”，使无脊椎动物和鱼类大量死亡。漂浮植物类群兴衰的过程和作用，很难肯定是生物大规模绝灭的主要原因。

第三节 盐度变化说

1. 显生宙危机的原因

Beuerlen（1956）提出二叠纪末生物危机的原因是大海的盐度降低。窄盐性的珊瑚、腕足动物、苔藓虫、海百合、菊石和三叶虫等受其影响最大；适应半咸水的双壳类、腹足类和鱼类等受的影响较小。海洋盐度减小的主要原因是由陆地运移到海洋里的盐分减少。

Fischer（1960）则提出，海水盐度增加是二叠纪末生物绝灭的原因。海水蒸发主要限于海洋边缘的海盆。通常海盆中的浓咸水越过海盆边缘到达深海，沉入海底，慢慢与上层海水混合，使表层海水淡化。二叠纪末海盆产生浓咸水的速度减小或停止，海底的浓咸水与大海水充分混合，使海中恢复“正常”盐度。二叠纪的蒸发海盆，如美国得克萨斯州的特拉华海盆便是。世界海洋的盐度突然减小并且海平面下降（Bensen, 1963），对海洋生物确实是一场灾难。

Fischer（1963）提出卤水回流模式和深海卤水封闭洼地，类似现代的地中海，使晚二叠世海洋上层的盐度由35‰降为30‰，溶解的盐分减少$3\times10^6km^3$。Stevens（1977）估计，二叠纪沉积的盐分共为$1.59\times10^6km^3$，只是海水盐度降到30‰的应沉积盐分之半，现代世界海洋溶解盐分体积的1/10。

Lantzy等（1977）认为，二叠纪末的绝灭事件主要是由于海水盐度灾难性降低。他们的灾变模式假定，海水盐度和陆棚栖居面积的变化，在一般的海洋环境中是对立的营力，其总压力一定能在亚系统中找到过头的反应。该模式中有一系列的压力，在生物的居群中争夺生存空间，与总体的生理效应成对照。

Benson（1984）认为，盐度和栖居面积这两个因素都会导致生物绝灭，二者结合则会产生特殊的加速效应。他怀疑世界范围的盐度下降能否迅速得足以使整纲整目的海洋生物很快绝灭，因其要求蒸发盆地隔离的规模十分巨大。为此可以将墨西拿盐度危机与二叠纪末的危机作一比较。

2. 墨西拿盐度危机

特提斯海最终事件发生于中新世晚期的墨西拿区，与世界海洋隔绝。18—12Ma前，正在缩小的特提斯海复合体的西部盆地中形成冷水深海动物群（Benson, 1978）。

东部宽阔的特提斯海因向北的板块运动与印度洋隔开，在新第三纪萨尔马特期到蓬蒂期形成许多巨大的类特提斯湖泊，由里海伸展到维也纳盆地。5Ma以前类特提斯湖泊变成了温暖的深海，孤立的深陷盆地好象今天的死海：海平面下降，蒸发盐的体积超过$1.2\times10^6km^3$，狭盐性海洋动物群全部绝灭。当时的世界海平面也下降70m之多❶，仅在大西洋狭窄的陆棚外残留特提斯海的动物种类。波斯湾和红海也与大洋隔绝，沉积了1.2×10^6km_3的蒸发盐。

墨西拿盐度危机给特提斯动物群带来了灾难，而准特提斯动物群由里海一直延伸到直布罗陀海峡。大浅湖面（泻湖海，lago mare）与大西洋之间的堤坝突然崩塌，结束了墨西拿盐度危机。大西洋水倾泻而入，形成了地中海，所带来的深海动物群一直存活到上新世末；较深水的种在更新世末绝灭；广海上部动物群则存活至今。泻湖海动物群也绝灭了，其中多数是里海型的半咸水介形虫，残存于孤立的边缘泻湖以及黑海的边缘部分。

显生宙危机对狭盐性海生动物群的影响最大，包括腕足动物、棘皮动物、介形虫、苔藓虫、皱纹珊瑚和床板珊瑚等，其中有些生物延续至今，可以用来推测盐度变化是否足以引起绝灭。

二叠纪的介形虫共有24个科，当时仅有6科延续到三叠纪，其中4科存活至今，即Bythocypherids, Bairdiids, Darwinulids和Cytherideides类群。但Platycopids, Cyprids和Macrocyprids-Paracyprids类群则可能与古生代的种类接近。总之，二叠纪末期有75%的介形虫动物群遭到了灭亡。

二叠纪末生物危机中幸存的介形虫，一类主要生活在现代淡水或海盆边缘，如Darwinulids、Cyprids和Cytherideids类群等；另一类群则主要生活在海中。Bythocytherids类群活下来的都是冷水种类，Kozur（1972）据此推测匈牙利在三叠纪为冷水深海环境。*Cytherella*, *Bairdia*, *Macrocypris*和*Paracypris*等属，一般见于现代海洋深度超过2,000m处，直到晚白垩世才首见于南大西洋，在地中海温暖而稍咸的湖盆深部并不繁盛。由此尚难肯定二叠纪末是由于盐度升高造成的危机。

除上述灾变之外，从中新世到上新世的1Ma内有40%以上生物群转化，从中新世到上新世中期也有25%生物群转化。石膏和岩盐等蒸发盐岩仍埋在特提斯湾底下。

---

❶ 据Benson, 1984文章，见Einsele and Seilacher主编的Cyclic and event stratification, p. 439.

3．二叠纪和中新世的对比

墨西拿事件腕足动物、棘皮动物和有孔虫的资料不足，唯介形虫可与二叠纪对比。

值得注意的是，中新世晚期特提斯海和类特提斯海的淡水和半咸水动物群瓦解后，地中海最早出现的入侵者都有介形虫*Cyiherella*（*C. vulgata*, Platycopid类）和*Bythoceratina*（*B. scaberrima*, Bythocytherid类)。Bairdiid类数量不多，但层位较高。其它残存的介形虫，如Cytherideid类是类特提斯泻湖海动物群的主要分子。这些属在显生宙危机以后也是首先出现的。

Benson（1984）认为，以今天的海洋盐度来衡量生物的窄盐性限制，以前所推测的二叠纪盐度下降不足以引起正常海洋动物群普遍死亡。窄盐性动物适应的海洋盐度下限多为25—28‰。如现代海洋的盐度因中新世危机而下降，二叠纪的蒸发盐的数量应为已知数量的四倍以上。

因而特提斯海结束时的灾变只是区域性的灾变，伴有世界性海平面下降和海洋盐度降低，但没有世界性的生物危机。Gartner（1978）主张，白垩—第三纪界线处有一次淡水注入事件：北冰洋因大量河水注入而淡化，当其与大洋间的阻隔打通时，大量淡水流出，使大洋突然淡化，造成海洋狭盐度生物大规模死亡。但这次生物绝灭事件中海水盐度变化和盐类沉积的证据均不足，更缺乏北冰洋盐度变化的证据。因此盐度变化说已被其它生物绝灭原因假说代替。

第四节　气候波动说

1．历次绝灭概况

Stokes（1960年提出，气温变化是生物大规模绝灭的主要原因。Bretsky等（1970）也认为气候区的变化是生物大规模绝灭的主要原因。Fischer（1981，1984）虽然也认为生物绝灭多数是由于气候变化，但二叠—三叠纪绝灭和白垩—第三纪的绝灭与长期气候转化无关。气候由一种状态转化为另一种状态，包含大气圈和水圈的阶跃，可以引起世界范围内生物群的危机，成为划分气候旋回转折点的最好标志。

寒武—奥陶系界线危机　由前寒武纪末—寒武纪初期的冰室状态转化到古生代中期的温室状态。

奥陶—志留纪危机　与冰期巧合，可能由于气候状态短暂偏离或外部因素引起生物危机。

晚泥盆世危机　可能处于由古生代中期的温室状态向古生代晚期的冰室状态过渡期间。

二叠—三叠纪危机　位于晚古生代—三叠纪冰室状态后半期的冰期之后，但在潘加大陆解体之前很久。危机的原因可能是海平面极度下降（Newell, 1967）或水体上部处于半咸水状态（Fischer, 1965；Thierstein and Berger, 1978)。

三叠—侏罗纪危机　发生于温度开始上升之后不久，温室状态之前。

白垩—第三纪危机　特点是突然，在稳定海洋沉积物中两系的分界仅为一个层面或者很薄的界线粘土层。

始新世晚期—渐新世危机　是Newell表中的二级危机，影响较小，但在远洋大区是强

危机，浮游有孔虫和漂浮超微生物的分异度剧减，鲨取代鲸成为海中的优势捕食者。在此次危机之后，海中的疑源类*Braarudosphaera*兴起，标志中生代—始新世温室状态转化。

白垩纪末的事件可以说明生物绝灭事件中温度变化的过程。

2．白垩纪—第三纪界限的古温度变化

有孔虫骨骼碳酸钙的氧碳同位素比，指示了白垩纪—第三纪界限的古温度变化。

太平洋有孔虫的氧同位素比表明，晚马斯特里赫特期的早到中期，海平面温度下降，与特提斯海碳酸盐台地生物群落的死亡相符合。丹麦白垩—第三系界线氧同位素比的偏移表明，温度波动为12℃，在几十万年内平均温度下降了4℃，并且海水的含氧水准降低。热带和北温带发生的迅速温度变化，对窄温性的特提斯动物群形成压力。当时海水的温度梯度减小，上下层海水及沿经线方向的海水温差也较小，减低了各小生态环境之间的差异。海面的碳同位素比上升，表明养分和产率增加。

白垩—第三纪界线的碳同位素比明显下降，反映海洋发生了化学变化，与白垩纪浮游生物的最后绝灭一致。

在古新世的*Globigerina eugubina*带下部，表层有孔虫代表温度上升，海底温度下降，造成南大西洋水体上下部的温度梯度升高。海退继续进行时，碳同位素比和同位素梯度都低，说明海水的营养和含氧水平低，生产率也低。这种环境下出现小型薄壁有孔虫，有孔虫和超微化石动物群的分异度低。

根据上述资料，各次生物绝灭时期与古气候变化期不尽相合：二叠纪末和白垩纪末的两次大绝灭期并无重大气候变化；而地球历史上两次最大的冰期——晚石炭世到早二叠世和第四纪——也未引起重大绝灭。看来古气候变化不是生物大规模绝灭的主要原因。

第五节　太阳耀斑说

1．太阳耀斑的发生

太阳提供了地球的大气、海洋和陆地温度的主要能量，是地球生命活动的能量基础。太阳活动的各种变化，如黑子活动、耀斑、谱斑和日珥等，对地球的气候和生物影响很大，尤其是耀斑的活动最剧烈，对地球的影响最大。

Reid（1976）提出，太阳耀斑的辐射使大气上部臭氧层密度剧减，可使海洋生物大量死亡。白垩纪末期的生物大规模绝灭可能是因为太阳耀斑爆发。

太阳大气表面的色球层厚约2,000km，底层温度约4,600—5,500°K，中层约8,000°K，高层温度跃升到几万度。色球层是充满磁场的等离子体，常爆发出耀眼的光焰，称作耀斑。

耀斑在10^2—10^3秒内释放10^{30}—10^{33}尔格的巨大能量，相当100亿颗百万吨级的氢弹爆炸。耀斑发出大量紫外线、X射线和γ射线，并发射大量带电的高能α粒子、电子和质子，称太阳宇宙射线，比银河系的宇宙射线强度大10^3—10^4倍。

2．太阳耀斑对地球生物的作用

太阳耀斑产生的质子事件，可以在高磁纬度的同温层中产生大量一氧化氮，分解其臭氧分子：



$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$$



$$NO_2 + O \rightarrow NO + O_2$$

臭氧层能吸收阳光中的紫外线。臭氧的含量每减少1%，地面紫外线强度约增加2%。紫外线影响DNA中两枝的分解作用，会破坏蛋白质，引起微生物死亡，并能引起皮肤癌。所以臭氧层破坏使陆生和水生生物都受到太阳紫外线的危害。

Reid（1976）认为，太阳耀斑爆发使粒子流大量增加，减少了臭氧层，并且可以说明生物绝灭与地磁极性反转的对应关系。地磁极性反转期间，太阳发出的超耀斑宇宙射线可以不受地磁场偏转，直接射到各个纬度的同温层。比1972年8月太阳耀斑强10倍的超耀斑，可以在同温层产生多100倍的NO，大大减小臭氧层的密度和防护紫外线作用（图6-2）。

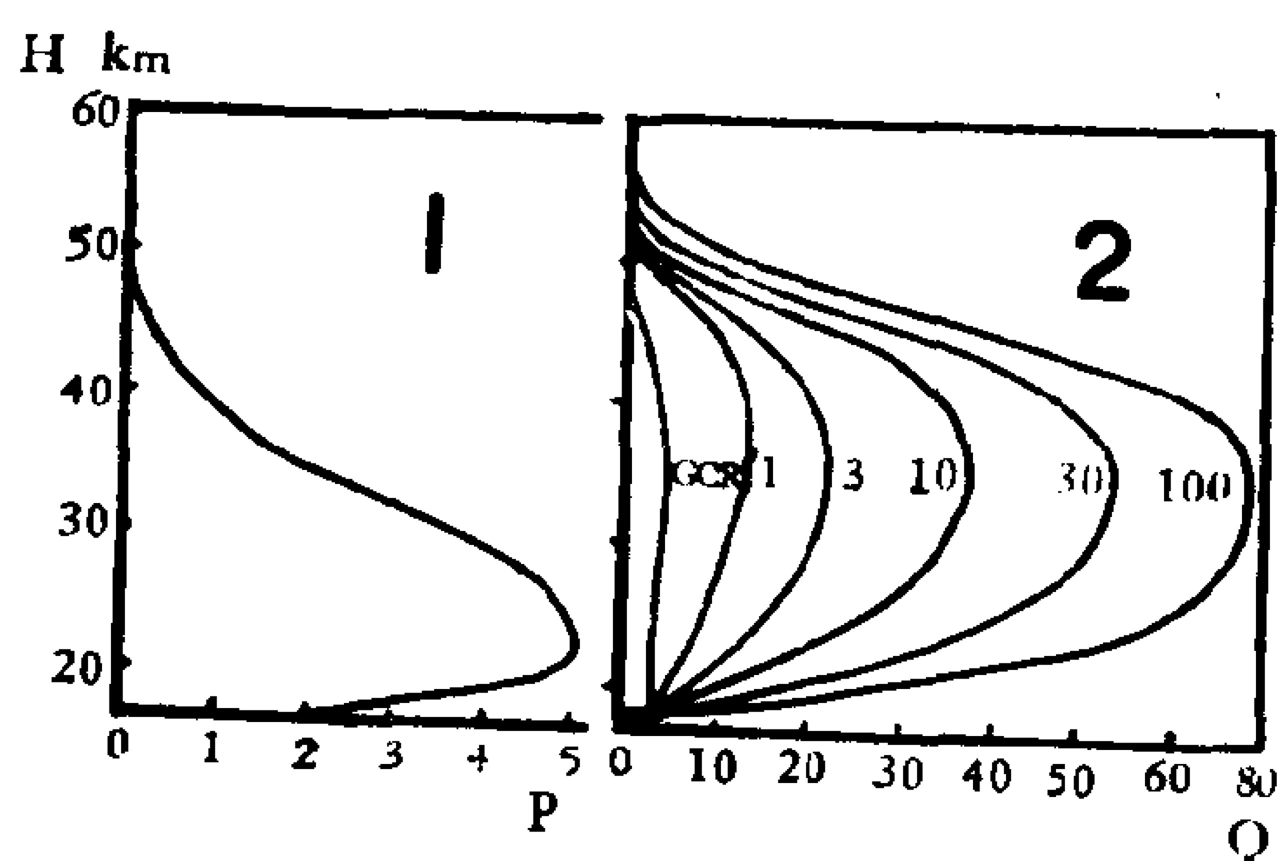


图 6-2　太阳耀斑与臭氧层密度的关系

1—地磁倒转期中一次太阳耀斑使臭氧层密度(P)随高度(H)的变化而变化；2—不同强度的太阳耀斑使臭氧层减少的百分比(Q%)。以1972年8月太阳耀斑为1，GCR为银河宇宙射线；臭氧层密度P的单位是$cm^{-3} \times 10^{-12}$

（据Reid等，1976）

Roy（1977）提出，太阳可能有过能量大于10^{33}—10^{35}尔格的超耀斑，面积比现在的耀斑大100倍，黑子很大，磁场强度也比现代大3倍。

还有人主张，太阳表面的亲铁元素因重力对流发热，亮度增大，其热力可使地球生物死亡。

太阳耀斑的发生十分复杂，机理尚未搞清；地质历史上特大太阳耀斑的发生并无直接证据，对地球臭氧层和生物影响的程度也属推测。目前太阳耀斑使生物绝灭的假说与地磁极性反转的假说直接联系。

第六节　地磁极性反转说

1. 古地磁极性反转与生物绝灭

（1）主要论点　在本世纪发现古地磁极性反转的证据之后，Uffen（1963）首先提出，古生物大规模绝灭与古地磁极性反转有关。正常时期，地磁场受太阳风（太阳外层大气向外发射的带电粒子流）影响，形成磁层和磁尾。太阳风带来的高能粒子被磁层捕获，聚集在地球的高空，形成范·艾伦带。高能粒子受到地磁场作用，在高纬度地区使高空的稀薄大气电离，就形成极光。在地磁场极性反转期间，地磁场的屏蔽作用减弱或消失，范·艾伦带也大为改变，大量太阳辐射和宇宙射线的高能粒子直射地表，增加了生物种属的变异性，促使古生物的旧类群绝灭和新类群出现。

古地磁反转造成生物绝灭的假说曾得到许多研究者赞同，如Opdyke等（1966），Hays等（1967），Simpson（1968），Hatfield等（1970）和Crain等（1970）。

（2）古地磁极性反转历史　Максимов等（1977）把显生宙以来的古地磁极性变化曲线分成5个阶段（图6-3）：

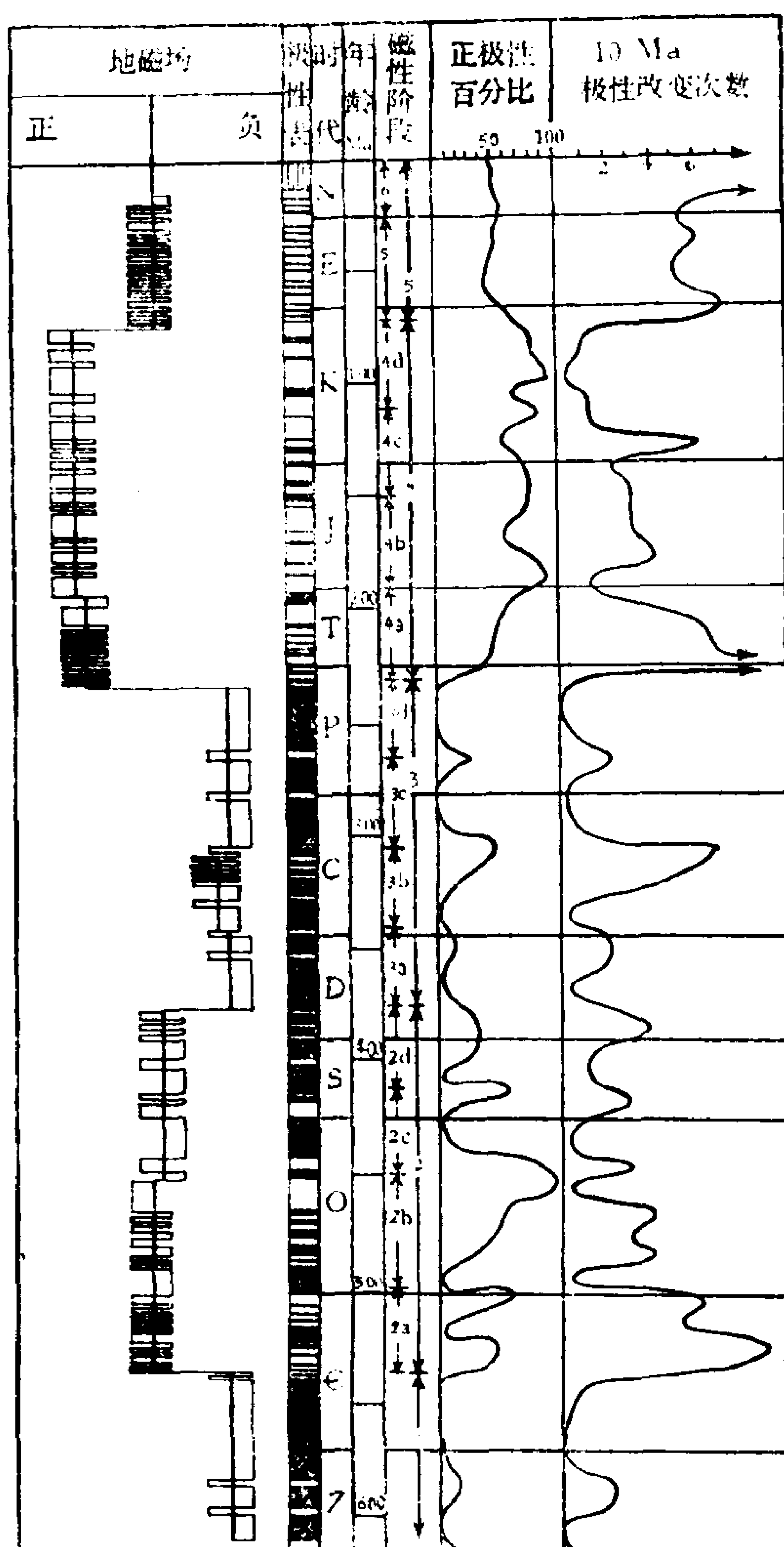


图 6-3　古地磁极性反转期、反转频度和正极性所占的时间百分比曲线（年龄以百万年计）（据Максимов等，1977）

1）前寒武纪末一中寒武世负极性为主

2）中寒武世一中泥盆世正极性为主

3）中泥盆世一三叠纪末负极性为主

4）三叠纪末一白垩纪末正极性为主

5）白垩纪末一现代负极性为主

这几个阶段之间的界限明显，与古生代的气候周期一致。第(4)—(5)阶段的分界恰为中新生代生物群更替的界限。因此，研究古地磁极性反转现象及其周期性的原因，有很大的古环境和生物意义。

Harrison（1968）认为，在古地磁极性反转期，古气候发生变化：布容正向期与松山逆向期，以及高斯正向期与松山逆向期的分界处都有气候变冷现象。

（3）古地磁极性反转期的生物绝灭　Hays（1971）分析全球28个深海钻孔放射虫的演化史，发现近2.5Ma以来的10次古地磁极性反转中4次有放射虫绝灭；8个种的绝灭中就有6个广泛分布种绝灭于逆向古地磁极性结束期（图6-4）。

Crain（1971）用McElhinny（1971）的古地磁极性反转速度指数与Simpson(1966)的各时代生物总科数比较，发现这两条曲线符合得很好，相关系数$\gamma=0.912$（图6-5）。他认为生物绝灭的原因可能与地磁场反转有直接关系。但是Black（1967）和Waddington（1967）等认为，宇宙射线和地磁反转对地球生物的影响并不大。近来Plotnik（1980）用概率方法重新研究已发表的微体化石绝灭与地磁极性反转之间的关系，并通过相关分析检验显生宙生物类群分异或灭亡速度与磁场数值的关系，也认为动物群绝灭与地磁场反转并无显著关系。

刘庆生（1986）提出，地磁场变化可以分为突然爆发事件和缓发事件。11万年前的布莱克事件，从开始到地磁场强度达到极小值约经过3万年，事件持续约5万年，属缓发事件。哥德堡事件从开始到地磁场强度极小值不到1千年，极性反转的全过程只有2千年，属

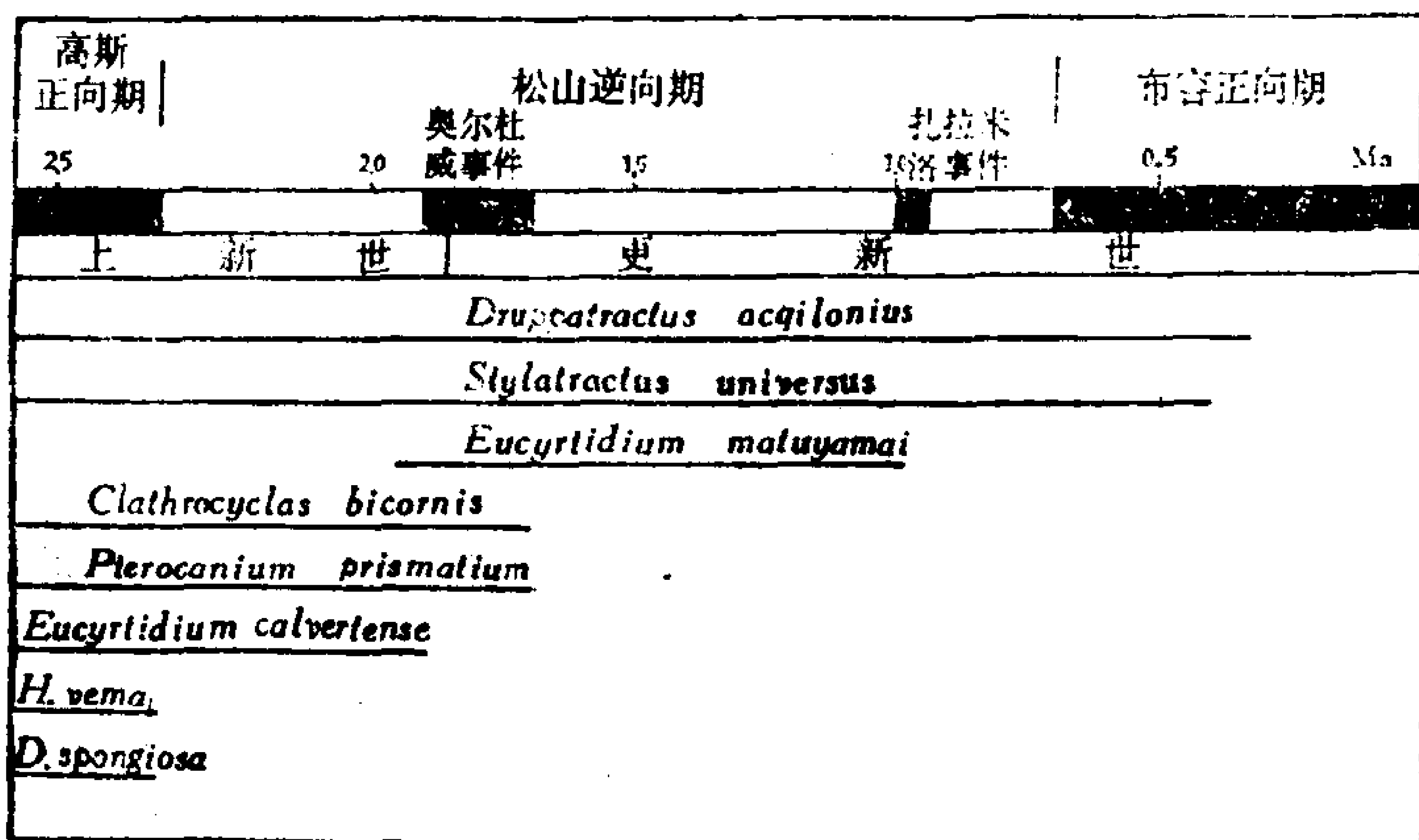


图 6-4 近2.5Ma以来古地磁极性反转期和放射虫的时代分布
（据Hays, 1971）

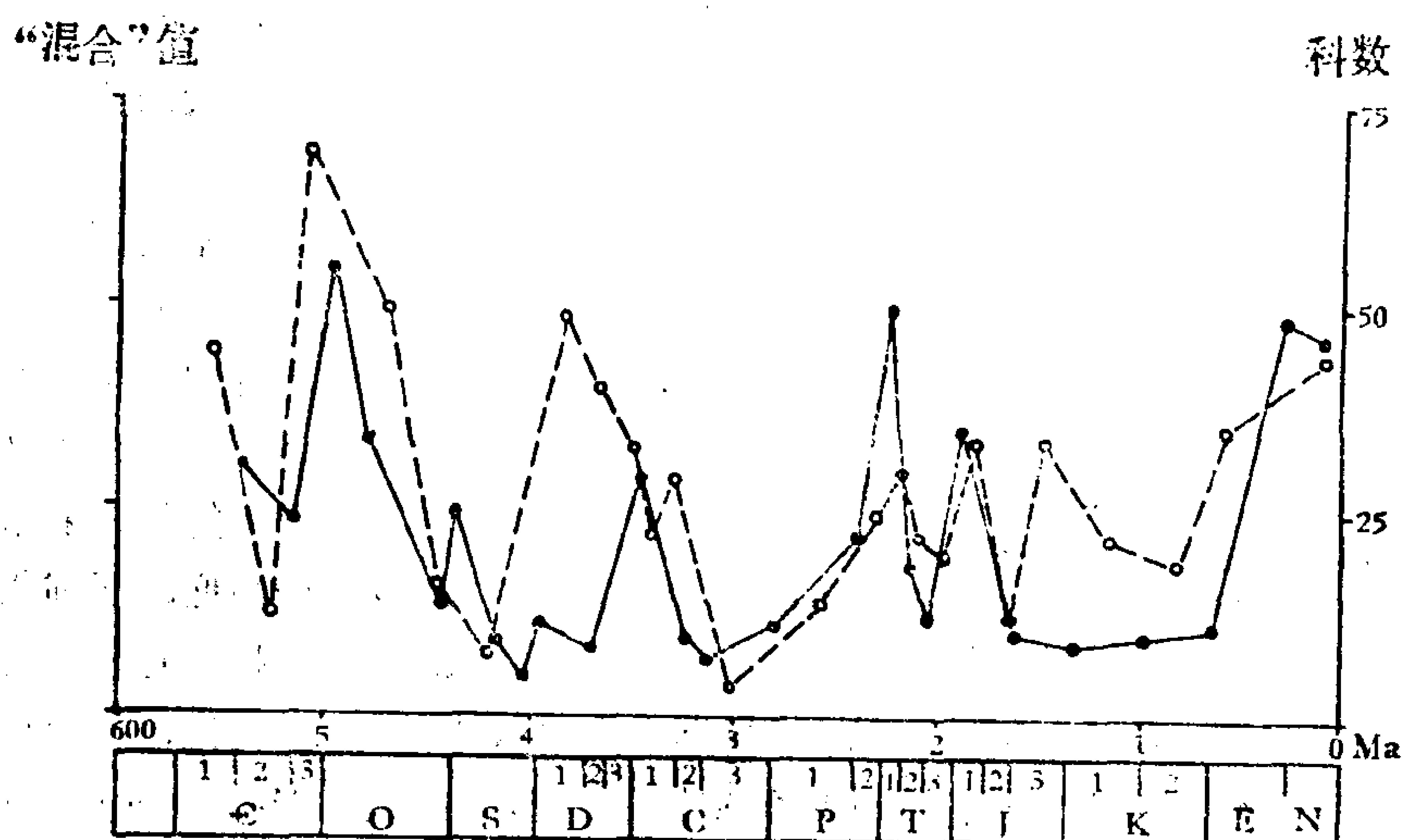


图 6-5 古地磁反转指数与生物绝灭指数的变化
虚线为古地磁反转指数，实线为生物绝灭指数
（据Crain, 1971）

突发事件，与1.1—1.4万年前的更新世末生物绝灭事件接近，伴有气候异常。突然爆发事件容易造成生物绝灭；对不同生物门类可能也有选择性。

磁场对现代生物有重要作用，极弱的磁场会干扰其生理活动：细菌经72小时后繁殖能力减为1/15，老鼠的寿命缩短，鸟的飞翔力减弱。这可能因为细胞内的分子排列与磁场有关，一些生物会因低磁场而死亡。

2. 古地磁极性反转的周期性

Steiner（1967）把古地磁反转与太阳系在银河系中的运动周期对照，发现古地磁以逆向极性为主的两个谷值（石炭—二叠纪和白垩—第三纪）位于银心点❶附近，而以正向极性为主的两个峰值（奥陶—志留纪和侏罗纪）则接近远银心点。Cox等（1960）和Irving（1964）得出的古地磁极性方向变化曲线结果相近（图6-6）。

❶ 银心点为银河系中心的简称，后同——编者

许多学者用频谱分析法分析古地磁极性反转的周期性。Crain等（1967）分析出3亿年和0.8亿年的周期。Ulrych（1972）用最大熵谱方法得出7±1亿年和2.5±0.5亿年的周期。Irving等（1976）用不同时间间隔进行滑动平均，并用最大熵谱方法求出的平均周期出现2.97±0.34，1.13±0.05和0.57±0.01亿年3个主要峰值。Vogt则求得0.3—0.5亿年的周期。Максимов等（1977）认为古地磁极性反转的平均周期1.4—1.5亿年。徐道一等（1983）则认为上述资料中有3亿年左右的一个共同周期。

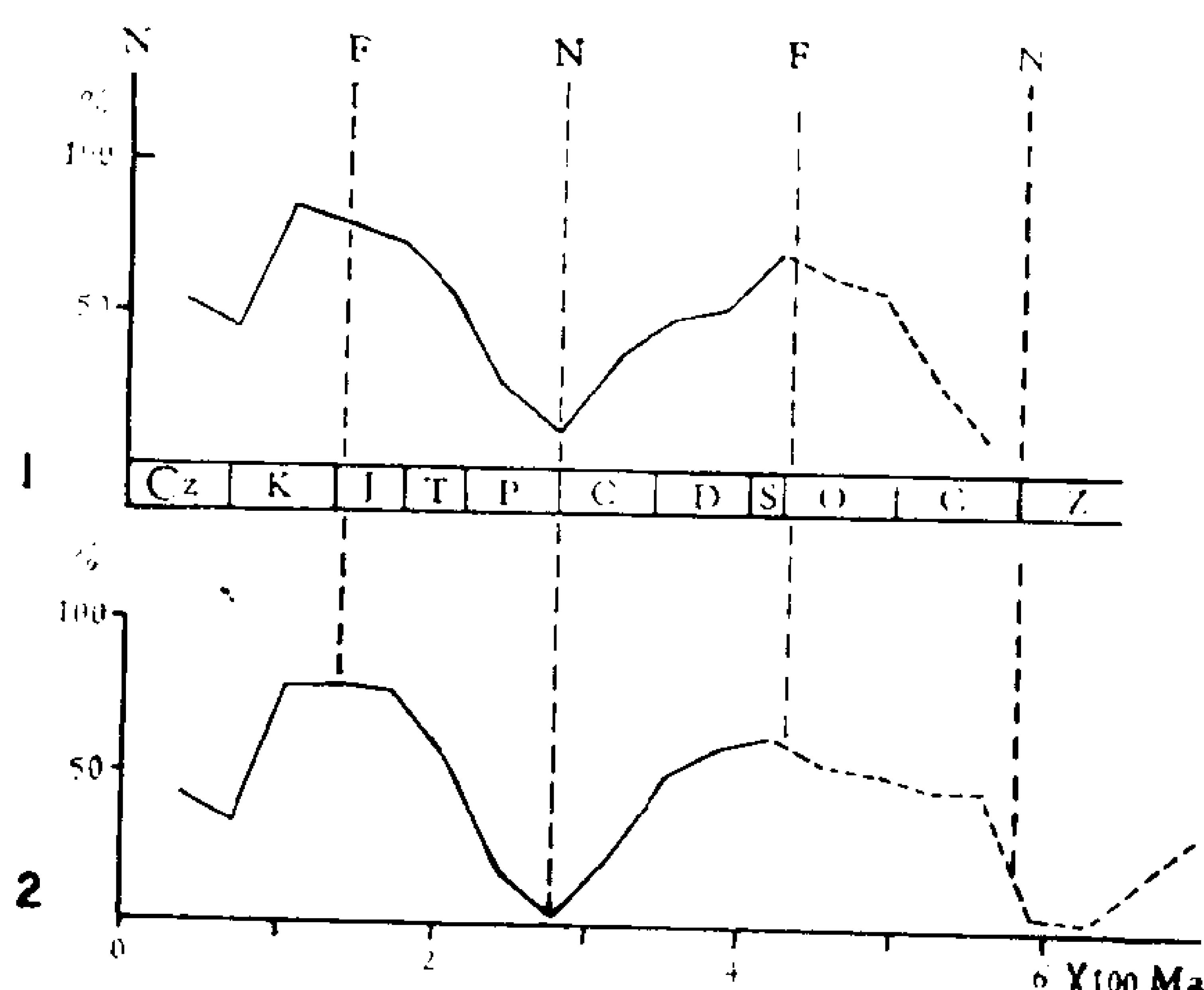


图 6-6　古地磁的主要极性阶段

纵座标表示北半球为正磁极所占的百分比。1—Cox等（1960）的数据；2—Irving(1964）的数据。N. 近银心点；F. 远银心点（据Steiner，1967）

3. 古地磁极性反转的原因

Irving等（1976）认为，古地磁极性反转的原因是地核与地幔之间的相互作用。

Steiner（1967）主张，银河系的磁场集中于银道面，与银河旋臂平行，银道面上下的磁场方向相反。太阳系围绕银心运动，穿越银河系4个旋臂的不同位置，又在银道面上下波状运动，使地磁场的极性发生变化。他的观点得到许多研究者支持。Стариков(1972）则认为银河系与一些天体的外辐射带的容量决定地磁场强度，所捕集的银河系辐射粒子超过此容量时辐射带瓦解，地磁场也就瓦解。Сверлова（1972）根据宇宙射线中的磁场变化，指出恒星的磁场反转有明显的周期性，与宇宙空间对地球的辐射带的作用有关。Максимов等（1977）则认为，古地磁极性反转首先取决于太阳系围绕银河系运动的轨道，近银心时以负极性为主；星际氢云的密度和磁场等也会影响地磁场的反转。

总之，古地磁的极性反转不但是研究板块构造和地层对比的重要根据，而且弱磁场对一些生物的影响以及地磁场对宇宙射线的防护作用都已得到证实。但古地磁极性反转与生物绝灭的关系及两者周期性的关系，以至地磁场的成因和极性反转的原因仍在争论之中。这方面的研究有着广阔的前景。

第七节　超新星爆发说

古生物学者Schindewolf（1954）提出，超新星爆发可能影响地球上生物的变化。Красовский等（1957）进而用超新星爆发解释白垩纪末恐龙的绝灭，成为60—70年代最热门的假说。

1. 超新星爆发

（1）超新星　超新星是一种罕见的天文现象。有些星体的亮度突然增加几千万到几亿倍，最高达到绝对星等－19等，亮度为太阳亮度的10^{10}倍，相当于整个星系所发的光，

抛出大量碎片并发出极强的宇宙射线。

超新星爆发的能量之大，在宇宙中是罕见的。Ⅱ型超新星爆发，10天左右能释放 10^{52}尔格的能量，3×10^{50}尔格能量的宇宙射线。巨大的能量和强大的宇宙射线可能造成地球上生物绝灭。

我国宋史记载的公元1054年一颗象金星一样亮的“天官客星”就是一颗超新星，其残骸就是蟹状星云❶。本世纪30年代，外国天文学家肯定了超新星的存在。

超新星爆发是一种罕见事件，可能成为罕见的生物绝灭的原因。每年在宇宙中可以见到十几次超新星爆发，类似银河系的星云约50年有一次超新星爆发。银河系约200年有一次超新星爆发，2,000年来银河系中确认的超新星爆发至少有8次，一般距太阳1,000秒差距❷以上。

Clark等（1977）认为，Ⅱ型超新星一般形成于银河系的旋臂中或核心。在10^7年中，一个银河旋臂约产生5×10^4个超新星。一个银河旋臂长约为2×104pc，则20pc中约有50个超新星。太阳系大约每10^8年穿过银河旋臂一次，距太阳10pc处会遇到一个超新星。超新星多数位于近银道面的10^{10}pc^{3}体积内，在太阳系存在的50亿年间，距太阳10pc之内约有5—20个超新星爆发，距太阳50pc之内则可有2,500个超新星出现。地球和太阳都会受到这些近距离爆发的超新星的强烈作用。

（2）超新星对地球的影响 Шкловский（1966）估计，在10pc内，超新星可能对地球产生很大的影响。超新星爆发时的亮度约－18等，相当满月亮度的1,000倍。电磁波辐射波长集中于700—8，000μm，使周围几十pc的空间离子化，几十万年后才恢复中性。地面受到的紫外线照射强度达10^3尔格/厘米^2·秒，比太阳的紫外线强几百倍。大气层上部的离子化达到正常值的几十倍。超新星爆发的基本情景是：

1）长期幅射：γ射线对地球的照射量每年达几百到几千伦琴的强度，长达几个月至几十年，然后降为每年100伦琴左右，历时几千年（Tucker, 1977）。

2）短期辐射：γ射线爆发，历时一天或几天，强度从3小时内15伦琴（Terry, 1977）到1天1,000伦琴（Terry and Tucker, 1968）。

3）短期的气候波动：由于地球的臭氧层受到X射线或紫外线辐射大量增加所引起的化学反应而被破坏（Russell and Tucker, 1971；Ruderman, 1974），造成气候波动。

Ruderman等（1980）提出，超新星爆发可使月球物质气化，落到地球上，造成类似意大利的古比欧剖面白垩—第三系界线的铱异常。

距太阳30光年的超新星爆发，所发出的γ射线能量可达10^{50}尔格。月球表面局部接受的能量有10^{10}尔格/厘米^2，因其没有空气和磁场，在一秒种内接受如此高的能量，会使1cm厚的月岩物质温度升高到10^3—10^4K°，蒸发成蒸气。部分超过月球的逃逸速度(2.4km/s)的蒸气可以达到地球，短期内落到地表。

月球虽缺乏铱，但月表45亿年来一直受到微陨石轰击，阿波罗11号和12号采集的月壤标本含铱丰度达10×10^{-9}g/g，为地壳中铱丰度的1,000倍。他们认为如此强的超新星γ射线出现的概率为每1亿年1次，可以在地表形成浓度达到15×10^{-9}g/g的含铱层。

---

❶ 蟹状星云距地球约4,000光年，直径达3光年左右，线膨胀速度达800km/s，估计膨胀了900年左右。至今它仍发射从射电、γ射线、红外光到可见光的各种电磁波，并包含一个脉冲星。

❷ 秒差距(pc)，天文学的距离单位，1秒差距＝3.26光年＝3.086×10^{13}km。千秒差距(kpc)为1,000个秒差距。

2．超新星爆发引起古生物绝灭

（1）直接影响 超新星爆发增强宇宙射线，直接损害生物的生存和繁殖。

苏联有一株800年的桧树，其年轮的宽度标志三次超新星爆发：SN1572、SN1604和SN1700(？)。每次爆后15—16年，桧树的生长受到明显抑制，30年后才恢复原来生长速度。南极冰钻孔的分析表明，近1,000年内有4次脉冲，估计为超新星SN1604、SN1572和SN1181的爆发（Rood等，1979）。

徐道一、张勤文等（1982）提出，我国白垩系顶部地层发现的恐龙蛋很多，但恐龙遗骸很少，可能反映宇宙射线加强后，恐龙的生殖力或蛋的成活率低。恐龙虽大量生蛋，终因宇宙射线太强而绝灭。

（2）间接作用

1）臭氧层密度减小可以引起地球上生物大量绝灭。太阳系附近的超新星爆发可以使臭氧层密度减小百分之几，其对超新星和太阳紫外线的防护减弱。过多的紫外线能破坏生物的脱氧核糖核酸即遗传基因，引起皮肤癌，并且因维生素D大量增加而影响分泌碳酸钙质骨骼的生物。

2）臭氧层厚度减薄百分之几，太阳光传到地面的能量就会增加百分之几，不但提高地表温度，而且增加降雨和云量，甚至造成灾害天气，影响生物生存。

3）高能宇宙射线可能改变地球磁场的强度，甚至引起古地磁倒转。古地磁倒转过程中地磁场的强度为0左右，削弱甚至失去对宇宙射线和太阳射线的防护作用。

4）超新星爆发的扩展壳到达地球时，大大增加落到地面的宇宙物质，能改变海洋和陆地的化学成分和环境，影响各种生物。

由于上述因素的综合作用，破坏地球表面的生态环境和食物链，造成大规模绝灭。

3．反对意见

（1）某些生物门类受绝灭影响不大 超新星的宇宙射线增强，应对陆生植物和动物影响最大，但历次事件中绝灭的主要是海洋生物，而陆生动植物死亡较少。徐道一(1981)认为，这可能因植物的根系和种子以及陆生动物的穴居者多数受到土壤保护，而土壤的防辐射能力比水大得多。Russell（1977）指出，白垩纪末期的大绝灭中，体重超过25kg的脊椎动物都死亡了。笔者认为，这可能因较小的脊椎动物穴居者较多，繁殖率较高和抗灾变力较强。二次大战后，美国在太平洋埃尼威托克环礁的恩格比岛进行多次原子弹试验，炸出了巨大的弹坑，炸光了草木。几年后生物学家发现该岛上的植物、泥土和暗礁下的鱼类都有放射性，但岛上还有许多老鼠，非但没有残废和畸形，而且特别强壮。一对老鼠一年能繁殖一万五千只后代，其祖先也营穴居生活，抗灾变能力一定惊人。

Hickey（1984）反对全球生物灾变性绝灭。他的理由是跨白垩—第三纪界线的被子植物基本连续，陆生动物的绝灭水平中等并且有地理变化，植物和恐龙的绝灭与海生动物绝灭不同时。前述各种假说中，太阳辐射的阻断、毒物的大量倾入或者气候强烈变热，应当对植物有强烈而广泛的效应。这些情况否定长期辐射是白垩纪末绝灭的原因，因为森林和繁茂的其它植物，经过几个月到几年的辐射作用也会象恐龙一样死亡。Terry和Tucker（1968）把植物存活归因于种子、休眠和地下茎使其得以逃避短期的灾难，但植物本身受到短期辐射时比动物更易于死亡，其对辐射的敏感性达到动物的10倍。

（2）铱的同位素比 Alvarez等（1980）在意大利的古比欧附近白垩—第三系的界线

粘土层，用中子活化方法测定铱含量达6.35×10^{-9}g/g，比正常沉积物高几十倍。假定这些铱由超新星爆发抛出，根据铱的平均密度和估计超新星抛出的铱量计算，超新星与太阳系相距约0.1光年。他认为，一个超新星1Ma内在距太阳这样近处爆发的概率只有10^{-9}，几乎是不可能的。

铱有两种稳定同位素：^{191}Ir和^{193}Ir。所有太阳系物质^{191}Ir/^{193}Ir的比值均为37.3:62.7%，因太阳系形成之前的气体云受到混合作用而变均匀。在超新星爆发过程中，星球的核在坍缩时出现迅速捕获中子的γ过程，能形成最重的元素；高度进化的星较慢地捕获中子，成为S过程。不同的超新星形成不同的同位素混合比，有的^{191}Ir/^{193}Ir比可以与太阳系物质差两倍。但古比欧剖面界线粘土层的^{191}Ir/^{193}Ir比与标准样之差只有$0.03\pm0.6\%$（平均值+1标准差），未出现大于1.5%的明显差别。

^{244}Pu的半衰期80.5×10^{6}年，在超新星的扩张壳中与铱原子之比为10^{-3}左右（根据陨石中推测由^{244}Pu裂变来的重氙计算）。太阳系形成时进入地球的^{244}Pu，47亿年经历58个半衰期，应减为原值的10^{-17}倍，无法测出。假如超新星爆发是白垩—第三纪界线铱异常和生物绝灭的原因，每个Ir原子应伴有10^{-3}个Pu原子，经过65Ma只衰减1/2以下。但古比欧界线粘土中未测出^{244}Pu，测量下限低于期待值的10%。

所以，Alvarez等否定白垩纪末的生物绝灭由超新星爆发造成，而提出了小行星冲击说。

第八节 小行星冲击说

Alvarez等（1980）在白垩—第三系界线粘土层中发现了铱异常的直接物理证据，用小行星冲击解释白垩纪末浮游相生物绝灭和铱的富集，成为当前最流行的生物绝灭原因假说之一。

1．深海界线层中的铱异常

铂族元素如铂、铱、锇和铑等，在地壳和上地幔中的丰度远小于球粒陨石和太阳系物质的平均值。这些铂族元素可能已集中到地核。

(1) 意大利界线剖面 Alvarez等（1980）首先用中子活化法分析（NAA）测定意大利翁布里亚的古比欧剖面白垩—第三系界线粘土层中铱的含量。他们所分析的28种元素中，27种元素在界线层中的上升值不到剖面下部平均值的两倍。但铱在界线粘土层中上升30倍左右，显然不能单纯用界线粘土沉积缓慢来解释。

古比欧剖面铱的分析结果示于图6-7。柱状图在界线附近为线性比例尺，但下部350m和上部50m则为对数比例尺。图中还标出了另外5个剖面的分析结果。尽管各剖面的对比和沉积速度不同，但铱的浓度都随地层层位改变。

意大利几个剖面下部铱的含量均接近背景值0.3ppb，一直延续到白垩系最顶部，与其它深海剖面一致（Barker等，1968；Crocket等，1973、1979）。康泰萨剖面红色粘土中铱的丰度在界线处猛增30多倍，高达9.1ppb。第三系头几层灰岩粘土残渣的铱浓度仍然高，在界线以上1m左右降回背景值。界线以下0.85m和1.73m处粘土的含铱量为0.5和0.24ppb以下，未超过背景值。

(2) 丹麦界线剖面 剖面柱状图（图6-8），在白垩—第三系界线附近共测量7个样

品。白垩系与第三系酸不溶残渣中的各元素差别很小，界线粘土的残渣与上下层位差别很大，表明来源不同。界线层残渣的铱含量达41.6±1.8ppb，160倍于背景值(约0.26ppb)（表6-1）。

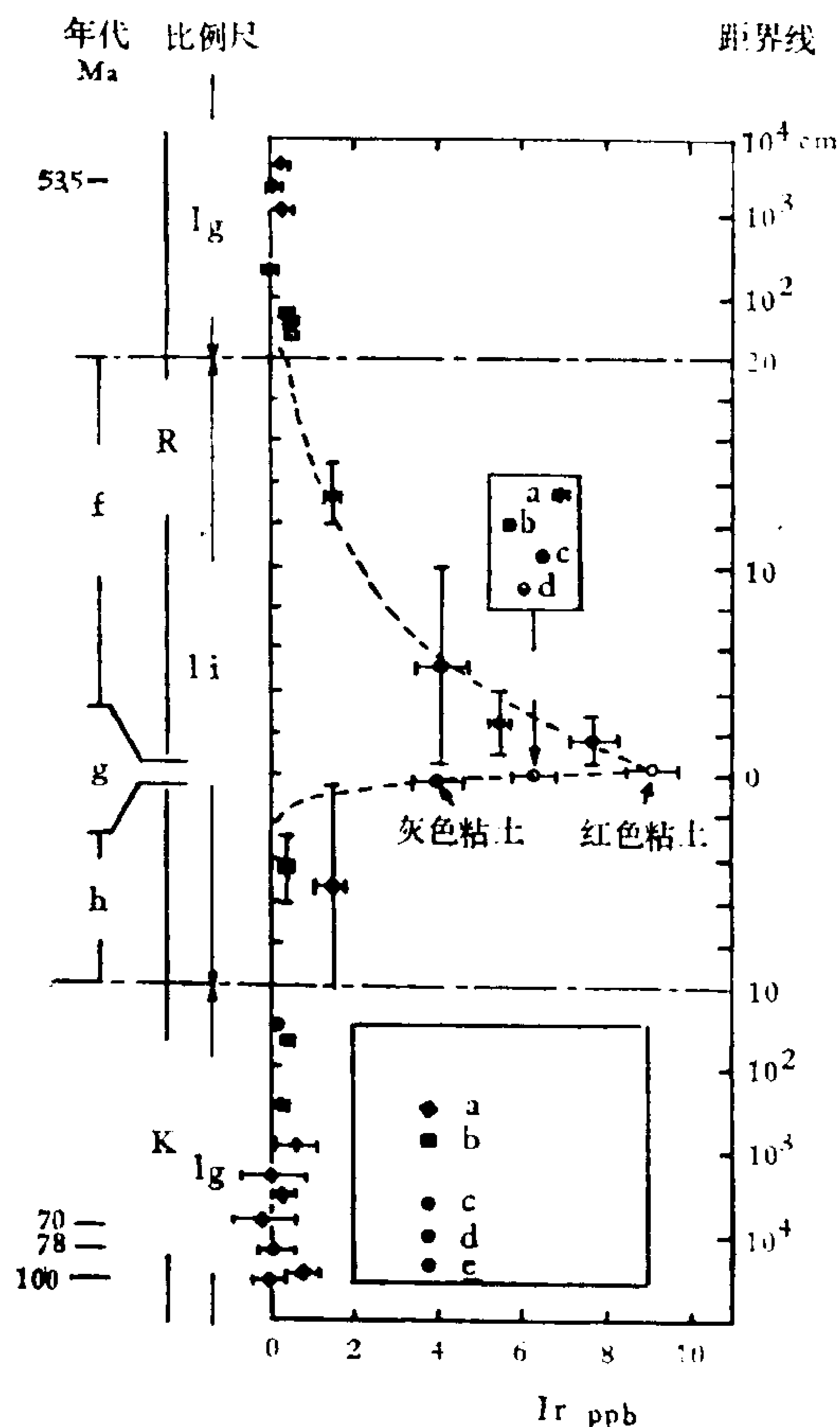


图 6-7 意大利古比欧剖面白垩—第三系界线附近酸不溶残渣的铱丰度

纵误差线为采样地层的厚度，横误差线为放射活性标准差。界线上下的虚线为指数曲线，半值高度分别为4.6cm和0.43cm。方框内为不同地点界线粘土混合样的铱浓度平均值和标准差。a—博塔契乃；b—康泰萨；c—阿夸拉那；d—佩特里求；e—果戈塞尔巴拉；f—15,000年；g—5,000年？或1—10年？；h—8,000年；li—线性比例尺；lg—对数比例尺

（据Alvarez等，1980）

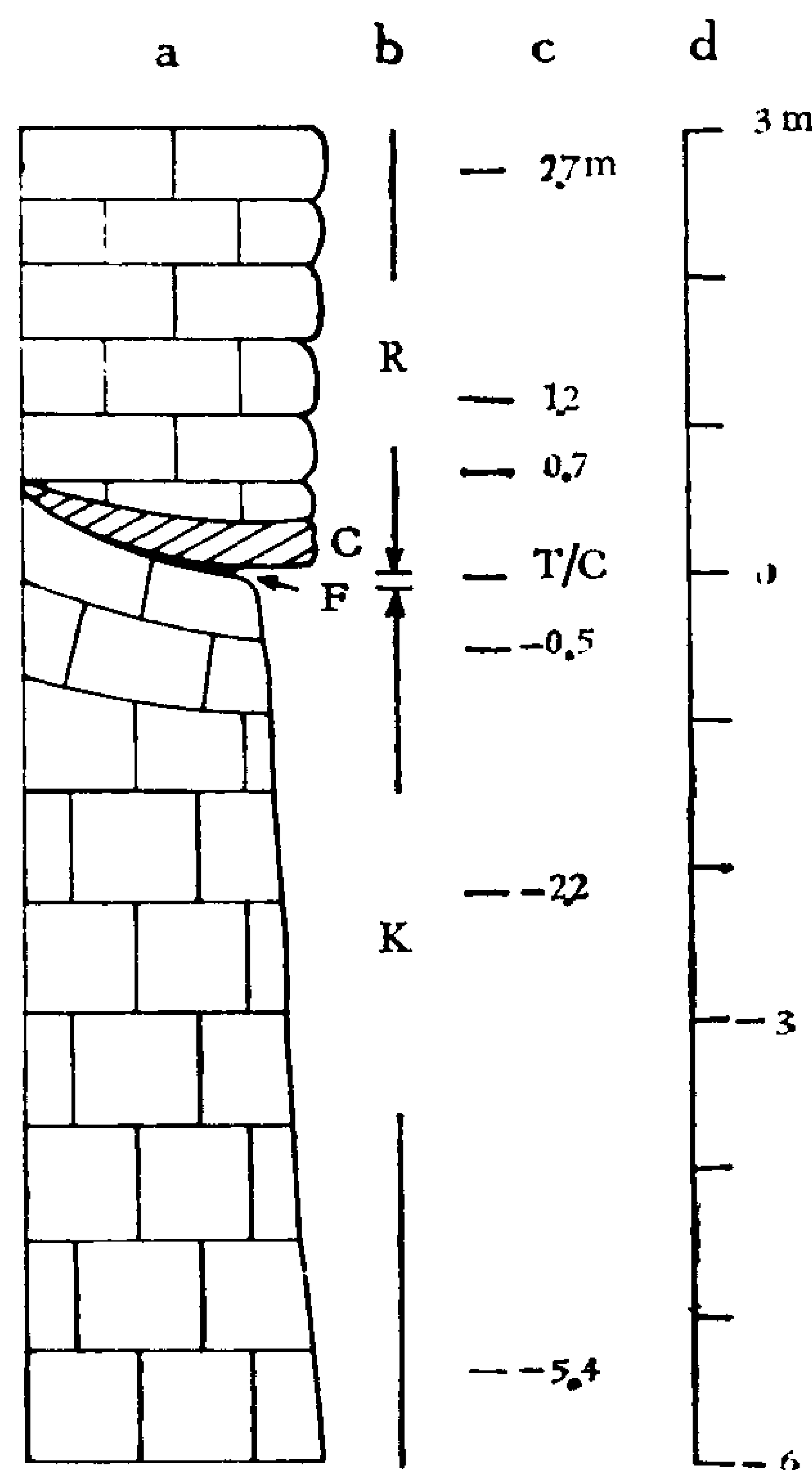


图 6-8 丹麦斯特文斯克林特的白垩—第三系界线地层剖面

a—岩性柱状图：C—色夏姆灰岩；F—鱼粘土；b—地质时代；c—样品位置；d—地层厚度，距界线米数

（据Alvarez等，1980）

（3）界线粘土层 意大利康泰萨界线粘土层上部呈红色，下部为灰色，各厚约0.5cm。红色亚层的铁含量高于灰色亚层(分别为7.7%和4.5%)，铱含量也以红色亚层为高（分别为9.1±0.6ppb和4.0±0.6ppb)。界线粘土的样品其余一些元素的含量也和其它灰岩中的粘土有所不同，表明界线粘土的来源与白垩系和第三系正常沉积物不一样。

丹麦白垩—第三系界线粘土层的混合样，全岩的铱丰度约29ppb，不溶残渣分析约69ppb。界线层的粘土与其上下灰岩层的粘土差别很大，而界线上下层灰岩中的粘土彼此相似。界线粘土中含有黄铁矿和其它不溶硫化矿物。

新西兰的伍德塞德克里克界线层的含铱量也为相邻的白垩系和第三系石灰岩的20倍。

表 6-1 丹麦白垩—第三系界线剖面酸不溶残渣中的铱含量①

（据Alvarez等，1980）

样品	铱含量（ppb）	酸不溶残渣数量(%)
SK，+2.7m	<0.3	3.27
SK，+1.2m	<0.3	1.08
SK，+0.7m	0.36±0.06	0.836
界线粘土	41.6±1.8①	44.5
SK，-0.2m	0.73±0.08	0.654
SK，-0.5m	0.25±0.08	0.621
SK，-5.4m	0.30±0.16	0.774

① 部分铱溶于酸中，全岩铱丰度28.6±1.3ppb

（4）地球以外物质的突然到来 Alvarez等测量了27种元素在白垩—第三系界线层上下的含量变化。如果铱的来源其物质成分与地壳相似，那么铱在界线粘土中富集时，其它元素也应当相应增加。地壳的铱丰度不到0.1ppb，显然不能成为古比欧界线层6.3ppb的铱的物质来源；地球以外来源物质铱的丰度至少为几百ppb，更有可能形成铱异常。以碳质球粒陨石的平均成分与界线粘土层的元素含量比较，只有镍含量会高于测定值，而且氯化镍可以溶于海水。因此古比欧剖面元素的丰度符合铱的地外来源说。丹麦界线粘土层的含铱量比古比欧剖面高得多，更不会来自地壳。现代海水中的铱浓度低于4×10^{-3}g/g，美国一些泉水含铱1×10^{-15}—7×10^{-12}g/g，都不可能形成上述的铱异常。上地幔的岩石含铱20ppb，也不大可能成为世界范围铱的来源。硫镍矿和铬铁矿含铱分别为几百到几千ppb，但丹麦界线层含镍仅有506ppm，含铬仅165ppm，不能说明铱来源于这些矿床。

2. 小行星冲击

上述空间物质很可能是由陨石带来的。小行星冲击地球，灰尘物质由陨石坑抛出，进入大气层，散布全球，阻挡日光几年之久，阻碍光合作用，使大多数食物链破坏，导致生物大规模绝灭。

（1）小行星冲击的概率 Öpik（1963、1964、1971）计算，一颗与地球的轨道相交的小行星与地球相撞的平均时间约为200Ma。直径大于dkm的小行星的数目与d的平方成反比减少。现在约有700个直径大于1km的与地球轨道相交的小行星（阿波罗体），因此应当有7个直径大于10km者。直径等于或大于10km的与地球轨道相交的小行星，撞击地球的平均时间间隔应为200Ma除以7，即30Ma左右。Shoemaker（1979）估计，直径10km的小行星撞击地球的平均时间间隔为1Ma。

（2）小行星撞击地球的过程

1）**穿插期**：直径约10km的小行星以7.5—45km/s的速度进入地球大气圈，压缩整个大气层，并在平流层中形成空洞。小行星撞到地面以后，向下穿插，冲击波逐渐衰减，速度减慢。

2）**成穴期**：小行星的部分动能转化成热能，地面物质和陨石部分气化，与粉尘一起经过空洞冲入平流层，随风散布到世界各地。碎屑物质飞溅出撞击区，形成空穴。

3）**挖掘期**：部分冲击波转化成弹性波，在固体物质中传播。空穴附近的物质受弹性波破碎，形成陨击坑。

4）松弛期：小行星撞击后期，坑壁坍塌，坑底进一步形成裂隙（图6-9）。

直径4—31km的小行星，冲击速度为24.6km/s时，释放的能量为0.3—150×10^{30}尔格，可以形成直径80—500km的陨击坑。其能量相当于10^{8}Mt的TNT炸药爆炸，或者10^{8}个1Mt级的氢弹爆炸。

南极威尔克斯兰德冰原下面最大的陨击坑，直径达214km，深度0.8km。造成这么大的陨击坑，估计陨石直径4—6km，重量可达1.3×10^{4}Mt。

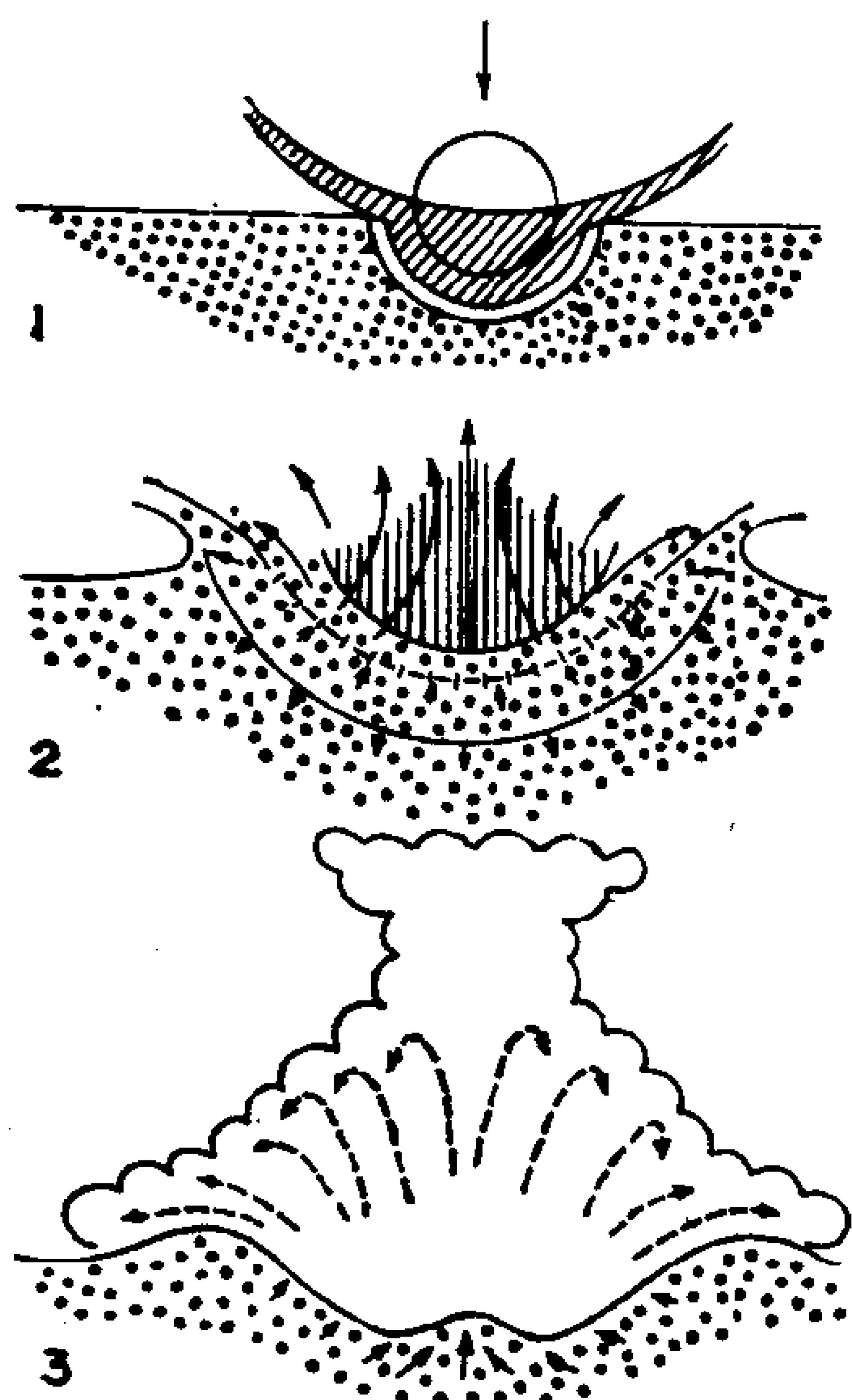


图 6-9 小行星冲击地球的陨击坑形成
1—穿插期；2—挖掘期；3—充填期
（据Масайтис，1980）

（3）与克拉克托火山比较 克拉克托火山是人类历史时期最大的一次火山爆发。该火山位于印度尼西亚爪哇岛与苏门答腊岛之间的克拉克托岛上，提供了灰尘进入平流层的详细资料。

1883年8月26日和27日，克拉克托火山爆发，估计抛出了18km^3物质到大气层，其中约4km^3物质进入平流层，停留2—2.5年。当时平流层中灰尘的比重估计为2g/cm^3，平均地面每cm^2落下1.6×10^{-3}g灰尘。太阳光被大大减弱，并形成美丽的落日余辉。

Alvarez等（1980）估计，同温层中的小行星冲击灰尘过几年才落下来。小行星冲击的规模和扬起的灰尘，比克拉克托火山爆发大得多。小行星可能以25km/s的速度进入大气层，造成直径约10km的空洞，发生极端的大气扰动。小行星冲击扬起的灰尘由这个空洞进入同温层，可能有几天将白天变成夜晚，以后大气才逐渐恢复透明。

（4）小行星的大小 用4种方法估计的小行星直径约10±4km：

1）根据意大利剖面中的铱测定值和表列的Ⅰ型碳球粒陨石（CI）中铱的丰度，以及进入大气的灰尘物质成何比例。

2）根据与地球轨道相交的小行星及其在地球上形成的陨击坑。地球与直径等于或大于10km的小行星相撞的平均时间间隔，最可靠的估计为100Ma左右；直径越小，相撞越频繁。

3）古比欧和丹麦1cm厚的界线粘土层可能由小行星落下的物质组成，而与灰岩中所含的粘土无关。

4）假定克拉克托火山灰将垂直入射的太阳光减弱3%左右，数量为其33倍的灰尘物质可以把太阳光减弱到e❶分之一。

（5）小行星冲击的生物效应 短时间缺少阳光会基本上阻止光合作用，破坏了食物链的基础，就会引起生物绝灭。

白垩纪末海洋食物链的基础是浮游生物，如果分泌颗石藻的藻类几乎完全绝灭，食物链中紧接其后的较高级动物也受很大影响，有孔虫几乎完全绝灭，菊石、箭石和海生大爬

❶ e＝2.71828183。

行动物则完全灭亡。

第二条食物链依靠的是陆生植物。植物在黑暗中虽会死亡或停止生长，但光线恢复后则会由孢子、种子和根系重新生长。然而直接间接依赖这些植物的大型草食和肉食动物则会死亡。白垩—第三纪之交，世界上重量超过25kg的脊椎动物都死亡了，但许多较小的陆生脊椎动物则生存下来，其中包括原始哺乳动物，可能靠昆虫和腐烂植物维持了生命。

一些浅海底栖无脊椎动物类群绝灭以后，存活者可能暂时以河流带到海中的腐坏陆生植物和动物为食。

3. 小行星冲击说的进展

1982年在美国休斯顿举行的月球、行星科学会议（LPSCXIII）上，专门召开了陨石碰撞与白垩纪—第三纪生物绝灭的专题讨论会。

铱异常已经发现于美国得克萨斯州、太平洋和大西洋海底的白垩—第三系界线层，说明其成世界性分布（Kyte and Wasson, LPSCXIII, 1982）。

西班牙的卡拉巴卡地区，白垩—第三系界线层底部发现了许多直径0.05—1mm的透长石微球粒，好象是陨石碰撞的岩石熔化形成飞沫，经冷凝而成（Smit等，1981）。Dapaola和Wasserburg研究小组根据白垩—第三系界线的粘土和透长石微球粒中锶同位素比（$^{87}Sr/^{86}Sr$）和钕同位素比（$^{143}Nd/^{144}Nd$），认为微球粒物质来自陨石碰撞海底所搅起的陨石与海底岩石和海水的混合物。

根据白垩—第三纪界线铱的富集程度推测，小行星直径约10—20km，重达2,500亿吨，可以在陆地上产生直径200—400km的陨击坑。目前美国和我国的地质学者正在寻找这种陨击坑。与恐龙一起绝灭的植物多近于北太平洋的白令海附近，所以Emiliani等认为小行星就落在白令海。

Ahrens等用计算机模拟，认为陨石如果落到大洋里面，冲到平流层的海水和土砂的质量可以为陨石质量的10—100倍。陨石冲击相当于12级地震，发生的海啸波高达5km以上，甚至在地球对面处的波高仍可达150m。巨大的海啸会扫灭大陆低地上的生物，还可能产生白垩—第三系界线的异常粘土。

Toon和Pollack认为，大气中的大部分土砂和气溶胶几个月内就会落到地表。陨石冲击后大气水蒸气增加，对气候的影响更加巨大。平流层的水蒸气每增加一倍，温室效应就可以使气温上升10℃。

近年来，全世界已有40多个地点发现了白垩—第三系界线的铱异常。我国西藏仲巴的白垩—第三系界线也发现了12ppb的铱异常（Sun Yiyin等，1984；柴之芳等，1984），成为研究白垩纪末生物绝灭事件的重要证据。

此外，我国云南晋宁梅树村剖面的前寒武—寒武系界线的粘土层中发现了4ppb的铱异常（张勤文等，1984）；晚泥盆世弗拉斯阶顶部在澳大利亚发现了0.2—0.3ppb的铱异常（Palyford等，1984；McLaren, 1985）；我国浙江长兴和四川广元等地的二叠—三叠系界线粘土等层也发现了0.2—3ppb的铱异常，最高可达8ppb（柴之芳等，1986；徐道一等，1985）；西班牙和波兰中侏罗世末则发现了1.0—2.4ppb的铱异常（Browchwicz-Lewinski等，1985）；加勒比海地区的始新统顶部还发现了0.41ppb的铱异常。其中前寒武纪末、弗拉斯期末和二叠纪末的显著铱异常也都与重要生物绝灭期相合，为研究这些绝灭事件的原因和机制提供了新证据。

第九节　彗星冲击说

许靖华（1980）提出，白垩纪与第三纪间的生物绝灭原因可能是彗星落入海中。除了小行星冲击所造成的温度剧变以外，彗星所含氰化物的毒化作用也会造成生物绝灭；彗星冲击地球的可能性也比小行星大。许靖华等（1982）根据深海钻探计划 524 区白垩纪末最详细的地层记录，结合沉积物、生物演化、地球化学和同位素比资料，提出白垩纪末生物大规模绝灭所造成的海水环境剧烈变化，是热带浮游生物死亡的直接原因；恐龙的绝灭发生于彗星撞击事件之后4万年，则是因为大气中CO_2含量升高的温室效应。彗星冲击说解释了小行星冲击说的一些难点，为解决白垩纪末生物绝灭问题开辟了新的途径。

1. 彗星的作用

（1）彗星概况　彗星是由水和气体物质等所构成的特殊天体，包括彗核、彗发和彗尾三部分。彗核是彗星的主体，由固态的水和气体物质等组成。靠近太阳时彗核的固态物质升华，成为彗发。在太阳光压和太阳风的作用下，彗发中的气体和微粒构成彗尾，长达几万甚至几亿公里，越接近太阳越长，多数和太阳的方向相反。彗星的轨道一般很扁，著名的哈雷彗星近日点距太阳8,800km，远日点距太阳53亿km，轨道偏心率达0.967。彗星绕太阳公转的周期为三四年到几千年。有些轨道成抛物线或双曲线的彗星绕过太阳之后一去永不回。

（2）彗星冲击地球　许靖华（1980）主张，彗星冲击是白垩纪末生物绝灭的原因。彗星的质量平均为10^{17}g，直径平均为20km。大彗星落入5km深的海里，所释放的能量约为10^{30}尔格。彗星穿过时使大气层和水层变热。恐龙是热死的：彗星冲击地球时气温升高，恐龙的心脏太小，承受不了过重的负担，造成死亡。彗星冲击海洋时，会在海底撞击起粒径不同的尘埃，有些还能沿彗星穿过大气层形成的空洞冲到同温层，阻挡阳光，影响生物的生存。

彗星的成分特殊，还会产生一系列的化学反应，对生物有重大影响。彗核中除了固态的冰和硅酸盐之外，还有CN、CO、NH和OH^-等成分。当10^{18}g重的考胡泰克彗星1973年临近地球时，光谱分析发现其含相当多的氰甲烷和其它氰化物。若其所含的氰化物为10%，在海水中均匀分布，则氰化物的浓度可达0.1ppm；如果氰化物局限于100m深度之内，其浓度可达3ppm。洋流还会使局部海水氰化物的浓度更高，造成大批海洋生物死亡，包括微植物和浮游生物。彗核所带来的CO_2或CO在海水中突然大量溶解，CO_2浓度过高，严重影响海洋碳酸盐溶解补偿深度（CCD），也能造成分泌碳酸钙质的浮游生物死亡。

许靖华等进一步指出，某些白垩系与第三系之交的界线粘土层中，重金属元素锇和砷的含量都有高异常，可能说明化学毒化。这些重金属元素在陆上可能很快沉淀，在海中却能以氯化物等状态长期滞留，导致广泛的破坏。重金属的毒化作用也可能来自其它下落的星体。

Shoemaker（1981）估计，彗星与地球相撞的可能性要比小行星大一倍。

（3）冲击坑　反对陨石冲击说的一个论点是在白垩系地层中未找到陨石坑。但苏联已经发现 3 个白垩纪末的陨石坑，其中卡缅斯克陨石坑的直径约25km，其东北方向的古谢夫陨石坑直径约为3km，二者都有冲击角砾岩和含化石的白垩纪碎屑，并且都被第三纪

最早期的海相地层覆盖（Masaylis，1978）。直径达60km的一个陨石坑则见于西伯利亚的卡尔斯克（北纬69°，东经65°），时代为60±5Ma（Masaylis，1981）。

地球上已经发现的陨击坑达100多个，时代从前寒武纪到现代，直径从几十m到几百km。例如我国发现的多伦陨石坑直径达190km，上河湾陨石坑直径为30km，龙斗峰陨石坑直径3km，内洞陨石坑直径6km。在多伦陨石坑中发现了许多陨石冲击的证据，如冲击玻璃角砾岩、复成分冲击角砾岩、冲击熔融岩、冲击熔融角砾岩、石英、长石和方解石中的微页理，震裂锥、撞击裂隙以及柯石英和斯石英等高压相矿物。多伦陨石坑的冲击熔融角砾岩，钾氩法年龄为129Ma，相当于侏罗—白垩纪界线。估计这次陨击事件的总能量达 4×10^{30} 尔格，相当1,000次全球核战争❶。

2. 新的证据

（1）地层和古生物 深海钻探计划DSDP524钻孔位于非洲西南方，白垩—第三系连续岩心的沉积速度达30m/Ma，可以提供详细资料（许靖华，1982）。其马斯特里赫特阶沉积物包括超微化石软泥、超微化石灰泥、生物碎屑和火山碎屑砂，最底部夹玄武岩流和岩盘。

马斯特里赫特阶的白垩纪化石多为来自中纬度地区骨骼粗壮的种属，如*Micula staurophora*, *Archangelskiella cympiformis*, *Effelithus turriseiffelii*和*Watznaueria barnesae*等。

距海底203.56m处开始出现第三纪的超微化石*Markalius astroporus*, *M. reinhardti*, *Zugodiscus sigmoides*和*Thoraeosphaera* sp. 等，界线以上的过渡带也有纯属白垩纪的超微化石种属。紧接界线处的白垩纪分子占90%以上，在界线以上1.2m处降到50%以下，界线以上1.9m处则仅余20%以下。过渡带抗溶力弱的一些种属如*Prediscophaera cretacea*常见，而*Micula prasius*罕见。

界线附近的有孔虫溶解厉害，第三纪种属如*Globigerina eugubina*和“*Globigerina*” *pseudobulloides*见于界线之上1—2m处.过渡带也有白垩纪孑遗分子*Globotruncana* spp.。

（2）地球化学异常 524钻孔的碳酸钙含量、超微化石、氧碳同位素比和铱含量的变化示于图6-10。

1）碳酸钙含量：马斯特里赫特期的沉积物为泥灰质软泥，其碳酸钙含量在白垩—第三系界线有异常：在116cm处为38.7%，109cm处降为31.7%，108cm处更降为18.6%，界线下方的106—107cm处则降到最低值0.13%，几乎全为粘土。过渡带的碳酸钙又回升到10—20%，到超微化石带NPZ即第三纪开始后3万年才正常。

$CaCO_3$减少的原因可能是非碳酸盐碎屑大量输入，钙质浮游生物养料减少，海底溶解作用加强，或者多种因素共同作用。深海钻探计划524钻孔区及其它地点，白垩纪顶部的有孔虫广泛溶解，可能是因为方解石的溶解补偿深度变浅（Worsley，1974）。但第三纪早期有孔虫壳的溶解现象极弱。

2）铱异常：界线粘土中几乎没有生物化石，这与许多地点的界线粘土一致。中子活化测量发现，紧接界线之上的样品中有铱异常，峰值为3.3ppb。但界面之下的样品20/3/107—109cm也发现了铱异常，可能因生物扰动混染，或者第一批超微化石出现之前几百

❶ 吴思本、钟杨华，个人通讯，1988。

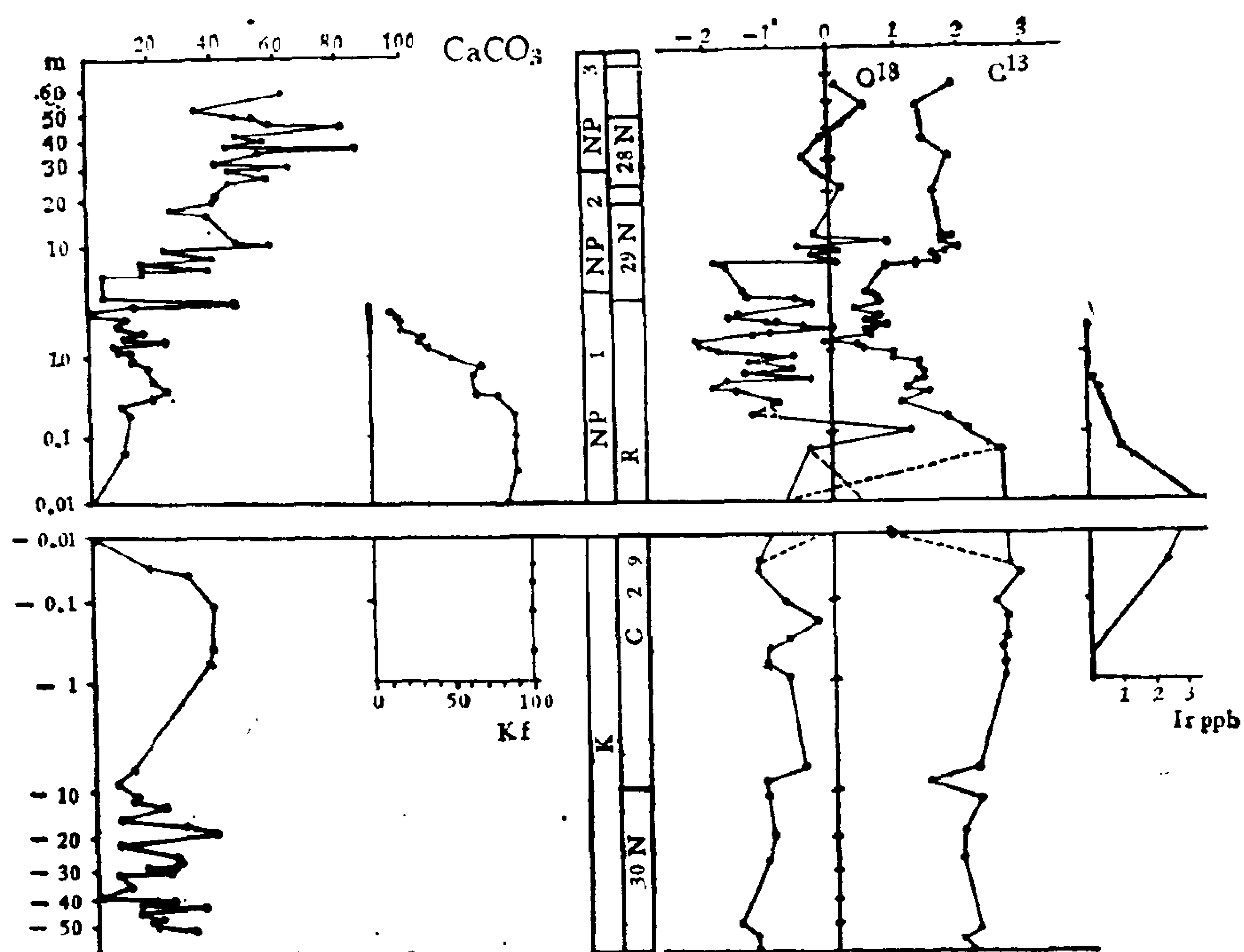


图 6-10 白垩—第三系界线在524区的$CaCO_3$含量、"白垩纪超微化石"含量、氧碳同位素比和铱含量的变化

纵坐标用对数比例尺，中间为古生物分带和磁性地层单位。界线位于20号岩心第3段顶界以下106cm。Kf代表"白垩纪超微化石"分子所占的比例

（据许靖华等，1982）

年有铱异常事件。524地点的铱异常明显低于丹麦和西班牙地区，说明此界线粘土中由天外来的碎屑含量较低。

3）碳氧同位素比：白垩—第三系界线附近的$\delta^{13}C$值明显变化。全样的$\delta^{13}C$由界线以下20/3/109—110cm处的+2.93变到界面以上1.25m处的20/2/130—132cm的−0.16‰❶。在界面以上1.25m—4m处，碳同位素比介于0和+1‰之间，估计界面以上10m处的碳同位素比会回复到正常值。小于28μm的细组分，碳同位素比变化趋势也明显，最小值在20/2/40—42cm处达−0.44‰。

4）古海洋环境变化：白垩—第三系界线的碳同位素比偏移3‰，与其它深海区一致。超微化石的同位素比变化，反映表层海洋水中溶解的碳酸盐的同位素比变化：$\delta^{13}C$递减持续了3—4万年，其最大偏移稳定了一个短时间，然后又回复到第三纪的正常值。

几乎所有的白垩—第三系过渡层中都见到了白垩纪种属的孑遗分子。524地点未见到生物扰动，但再沉积作用明显。Smit和Hertogen（1980）估计西班牙的生物绝灭时间只有50年，但524地点的生物绝灭时间看来则有几万年。

紧接白垩—第三系界线的沉积物，$CaCO_3$含量急剧下降，说明白垩纪末的速溶带和$CaCO_3$溶解补偿带的界线突然升高，可能是因为海洋水变得更偏酸性或者养料急剧减少，大批生物死亡，造成海洋浮游生物灾难性减少。

---

❶ 全样的碳氧同位素比以$\delta=[(R样品/R标准样)-1]\times10^3‰$表示。式中R为$^{13}C/^{12}C$或$^{18}O/^{16}O$。样品几乎没有次生长大，不干扰同位素比。

生物优先利用^{12}C，会使表层海水的^{13}C相对富集。许靖华等（1982）认为，更可能的是生物逐渐发生绝灭，使海水的同位素比逐渐发生变化，时间长达3万年左右。

大气中的CO_2含量增加一倍，温室效应能使全球温度升高1.5°—4℃。524区氧同位素比的变化表明，当时的温度可能上升5℃，说明第三纪早期大气圈CO_2的含量可能为正常值的3—4倍，有些溶于海水中，使早第三纪海水的酸度增加。

过去认为第三纪早期气候普遍变暖。许靖华等根据524钻孔资料提出，第三纪开始1,000年内大洋表层水可能先变冷，温度降低了3°—5℃，然后逐渐变暖，在3—4万年内增加10°—20℃。这可能是由CO_2的温室效应造成的。

许靖华（1980）、Laubenfels等（1956）和Urey(1973)认为，白垩纪末的温度突然升高，主要是由于彗星下落时大气圈阻力所造成的"闪光加速作用"，但524钻孔中未有反映。

3. 生物大批死亡

（1）环境变化 生物大批死亡和海洋表层水pH值的变化，导致海水中的养分急剧减少。酸化的大洋水引起碳酸钙溶解补偿深度的灾难性升高，因而使白垩—第三系界面广泛沉积粘土。因为大洋的深海环境不适于生物生存，所以钙质浮游生物的养分多年保持低水平，引起大量绝灭。

恐鞭毛虫在不利的环境中，通过建造孢囊进入休眠，使*Thoraeosphaera* spp. 在海里繁殖。灾变使特提斯海赤道表层水的生物受到最严重的打击，生物发生选择性绝灭：远洋生物大部分绝灭，有远洋幼虫阶段的底栖无脊椎动物也趋于绝灭（Kauffman，1979）。热带属种大批绝灭产生了生态空白，分布更广或者高纬度区的生物乘虚而入，如超微化石带NPI中出现的一些典型第三纪种属。第三纪早期的浮游有孔虫 *Globigerina eugubina* 的壳很小，几乎仅为白垩纪晚期种的1/10，是多数第三纪有孔虫的祖先。

恐龙经不起气温变化。如果大气圈的温度升高10℃左右，恐龙将全部死亡（Cloadsley-Thompson等，1977）。白垩纪末期灾变之后温度升高，可以造成4万年后恐龙绝灭。恐龙最后可以达到古地磁单位C29N时期，符合一些古脊椎动物学者的意见（Butler等，1977；Linsay等，1978）。

（2）生物大批死亡的原因 许靖华等1982年提出，第三纪极早期的灾难性环境剧变是海洋大批生物死亡的结果，而不是其原因。白垩—第三系界线的铱异常见于世界许多地区，证明古生物大批死亡与太阳系内大型星体的冲击作用有关。丹麦界线粘土中各种铂族金属的比例与碳质球粒陨石的成分极为接近（Grandpathy，1980；Asaro等，1980）。

生物大批死亡的原因可能是：（1）爆发的陨石尘埃阻止生物的光合作用，使食物链中断，使动物饥饿（Alvarez等，1980）；（2）陨石是一个彗星，带来大量氰化物，海相浮游生物大批中毒（许靖华，1980）；（3）陨石落下时大气圈的闪光热（许靖华，Laubenfels，1956；Emiliani，1980）。（4）某些界线附近的重金属锇和砷都升高，可能意味化学毒化这些重金属在海里可以溶解成氯化物溶液，长期存留，导致广泛的死亡。重金属可能来自其它星体下落时的爆发物（许靖华，1982）。

许靖华等的彗星冲击说是目前国际上最流行的生物绝灭原因假说之一。为了验证这些假说，还需要在世界范围内寻找更多的连续界线剖面，采用沉积学、古生物学、地球化学和同位素地球化学方法详细分析研究，进一步全面而详尽地掌握这一事件的过程和机制。在这个非常吸引人的研究领域里，我国的古生物学者和地质学者必将做出更大的贡献。

参 考 文 献

刁桂仪，1982。黄土中游离氧化铁的古气候意义。地质地球化学，1982 （9），58—59。

王鸿祯，1979。亚洲地质构造发展的主要阶段。中国科学，4。

——— 刘本培主编，1980。地史学教程。地质出版社。

王文才，1985。沉积岩的交错层理类型及其环境意义。矿物岩石，5 （4），63—70。

王英华等，1982。鲕粒与沉积环境。地质科学论文集，1，北京大学出版社。

冯子道，1985。显生宙初期带壳动物演化的生物地球化学背景。矿物岩石，5 （1），47—51。

刘宝珺主编，1980。沉积岩石学。地质出版社。

——— 曾允孚主编，1985。岩相古地理基础和工作方法。地质出版社。

———等，1986。四川兴文四龙下二叠统碳酸盐风暴岩。地质学报，1986 （1），55—67。

刘东生 丁梦林，1983。晚第三纪以来中国古环境的特征及其发展历史。地球科学——武汉地质学院院报，19 （4），15—28。

——— 袁宝印，1982。第四纪气候波动的形式——黄土和深海沉积的对比。中国科学院地质研究所地质科研成果选集，（1），113—120。

叶连俊，1960。对沉积相和沉积建造分类原则及划分方法的意见。地质科学，6。

关士聪等，1980。中国晚元古代至三叠纪海域沉积环境模式探讨。石油与天然气地质，1 （1）。

齐文同，1987。根据化石骨骼的氧碳同位素比恢复古环境。古生物学研究的新方法新技术。28—44，科学出版社。

任美锷等，1983。风暴潮对淤泥质海岸的影响——以江苏省淤泥质海岸为例。海洋地质与第四纪地质，3 （4）。

江纳言 钱文龙，1986。华南二叠纪沉积环境与生物分异——兼论二叠纪特提斯海生物大规模绝灭的原因。中国古生物学会第十三、十四届学术年会论文选集，167—188。安徽科学技术出版社。

李继亮等，1978。我国几个地区浊积岩系的特征。地质科学，1978 （1）。

李星学等，1981。植物界的发展和演化。科学出版社。

李子舜等，1986。古生代—中生代之交的生物绝灭和地质事件。地质学报，1986 （1），1—15。

许靖华，1980。白垩纪末生物突变的原因。西南地质科技情报，1980 （2），1—4。

——— 何起祥等，1982。白垩纪末生物大批死亡引起的环境变化及其演化意义。长春地质学院学报，1982 （1），1—14。

——— 孙枢等，1986。寒武纪生物爆发现的死劫难海洋。地质科学，1986 （1）1—6。

宋天锐 王乃文，1977。广东曲江—仁化地区早二叠世"当冲层"的放射虫岩。沉积学报，3 （2），67—74。

何锦文，1981。长兴阶层型剖面及殷坑组底部的粘土矿物——兼论二叠、三叠系的分界。地层学杂志，5 （3），197—206。

何心一，徐桂荣等，1987。古生物学教程。地质出版社。

陈锦石等，1984。浙江长兴二叠系—三叠系界线碳酸盐层的碳同位素。地质科学，1984 （1），88—93。

陈源仁，1985。硬底环境的古生态特征。矿物岩石，5 （3），141—151。

———，1985。和风暴作用有关的介壳岩特征及实例。矿物岩石，5 （1），52—60。

吴世迎 房泽成 陈成业 郑淑蕙，1982。中太平洋西部L_{2011}岩心氧同位素地层学研究。科学通报，1982 （9），553—556。

严钦尚，1984。论滨岸和浅海的风暴沉积。海洋与湖沼，15 （1）。

杨成运 A. V. 卡罗兹，1986。碳酸盐岩实用分类及微相分析。北京大学出版社。

杨式溥等，1963。古生态学。中国工业出版社。

杨遵仪 徐桂荣，1984。生物地层学。武汉地质学院。

金若谷，1987。四川龙门山北段晚二叠世大隆组放射虫岩及其形成环境。地质论评，33 （3），238—248。

张景华等，1983。我国南方二叠纪—三叠纪界线粘土岩的微量元素特征及其地层意义。岩石矿物及测试，2（2），81—86。

—— 殷鸿福等，1984。华南二叠系—三叠系界线及生物地层分带。国际交流地质学术论文集，29—108，地质出版社。

赵金科等，1981。中国南部的长兴阶和二叠系与三叠系之间的界线。南京地质古生物所丛刊，2，1—112。

张勤文，1984。在前寒武纪和寒武纪界线上的地质事件。国际交流地质学术论文集，1，143—149。

侯鸿飞等，1985。贵州睦化泥盆—石炭系界线剖面。地质出版社。

徐道一，1981。古生物绝灭与超新星爆发。国外地质，11，1—7。

—— 卢演俦，1982。黄土剖面中$CaCO_3$沉积旋回与地球轨道要素变化周期。科学通报，27（6），366—368。

—— 杨正宗 张勤文 孙亦因，1983。天文地质学概论。地质出版社。

—— 孙亦因 张勤文，1986。天文因素在古生物演化和绝灭中的可能作用。中国古生物学会第十三、十四届学术年会论文选集，63—68。安徽科学技术出版社。

—— 张勤文，1986。论古生物的抗灾变能力——古生态研究的一个新领域。同上刊，285—296。

殷鸿福，1983。"间断平衡论"风靡欧美——国外古生物学动向之一。地球科学——武汉地质学院学报，20（2），1—8。

—— 徐桂荣 丁华梅，1984。华南古、中生代之交海洋生物界的交替。国际交流地质学术论文集，1，196—202。

—— 徐道一 吴瑞棠，1988。地质演化突变观，地学新思潮丛书，地质出版社。

黄汲清 姜春发，1962。从多旋回构造运动观点初步探讨地壳发展规律。地质学报，42（2）。

——，1979。试论地槽褶皱带的多旋回发展。中国科学，1979（4）。

蒋匡仁，1976。地球运动周期性之初探。地球科学，1976（1），22—41。

蒋志文，1980。云南晋宁梅树村阶及梅树村动物群。中国地质科学院院报。2（1）。

廖卓亭，1979。中国南部长兴阶的腕足动物组合带及二叠、三叠纪混生动物群的腕足类动物。地层学杂志，3（3），200—207。

Alvarez, L. W. 等，1983。铱异常与始新世末期生物绝灭大致同时发生。国外地质，10，47—49。

Bratt, H. 等著，冯增昭等译，1978。沉积岩成因。科学出版社。

Perch-Nierson, K. and J. Mckenzie，1983。白垩纪—第三纪界线的同位素地质学与钙质超微生物的"灾变性"灭绝。海洋地质与第四纪地质，3（3）。

Plotnik, R. E., 1980，生物绝灭与地磁倒传的关系。国外地质，1981（12），15—18。

Raup, D. M. and S. M. Stanley著，武汉地质学院古生物教研室译，1971。古生物学原理。地质出版社。

Stanley, S. M., 1984，海洋中大量绝灭。科学，10，22—31。

Ward, P., 1984。菊石类动物的灭绝。科学，2。

Aigner, T., 1985. Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. Springer-Verlag, Berlin.

Alekceev, A. S. et al., 1983. The Permian-Triassic boundary event: geochemical investigation of the Transcaucasia section. Lunar and Planetary Science, XIV, NASA, Houston, Texsas.

Allen, J. R. L., 1982. Sedimentary structures—their character and physical basis. Elsevier, New York.

Alvarez, L. W., 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. Science, 208, 1095-1107.

———, 1982. Current status of the compact theory for the terminal Cretaceous extinction. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 190, 305-315.

———, 1983. Experimental evidence that an asteroid impact led to the extinction of many species 65 million years ago. Proc. Natl. Acad. sci. USA, 80, 627-642.

———, 1984. Impact theory of mass extinctions and invertebrate fossil record. Science, 223, 1135-1141.

Archibald, J. D. and W. A. Clemens, 1982. Late Cretaceous extinctions. American Scientist, **70**, 377-385.

Arthur, M. A., 1983. Stable isotopes in sedimentary geology. Dallas.

Asaro, F. et al., 1982. Geochemical anomalis near the Eocene/Oligocene and Permian? Triassic boundaries. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. **190**, 517-528.

Bergrren, W. A. and J. A. Van Couvering, 1984. Catastrophes and earth history—the new uniformitarianism. Princeton University Press, Princeton.

Beurlen, K., 1956. Der Faunenschnitt an der Perm-Trias-Grenze. Z. Deut. Geol. Ges., **108**, 88-99.

Bohor, B. F. et al., 1984. Mineralogic evidence for an impact event at the Cretaceous-Tertiary boundary. Science, **224**(4651), 867-868.

Bosellini, A. and E. L. Winterer, 1975. Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic:a genetic model. Geology, **3**, 279-282.

Boucot, A. J., 1953. Life and death assemblages among fossils. Amer. Jour. Sci., **251**, 25-40.

Bouma, A. H., 1962. Sedimentology of some Flysh deposits:a graphical approach. Elsevier, Amsterdam.

Bretsky, P. W., 1970. An essay on genetic-adaptive strategies and mass extinctions. Geol. Soc. Amer., Bull., **81**, 2449-2456.

Buffetaut, A. I., 1984. Selective extinctions and terminal Cretaceous events. Nature, **310**, 276.

Christensen. W. K. and T. Brkelund, 1979. Cretaceous/Tertiary events; Symposium 1 and 2.

Clube, S. V. M. et al., 1984. Terrestrial catastrophism—nemesis or galaxy. Nature, **311**.

Conybear, C. E. B., 1979. Lithostratigraphic analysis of sedimentary basins. Academic Press, New York.

Davis, R. A. (ed.), 1985. Coastal sedimentary environment. Springer-Verlag, Berlin.

Degens, E. T. and P. Stoffers, 1980. Environmental events recorded in Quaternary sediments of the Black Sea. J. Geol. Soc. London, **137**, 131-138.

Dott, R. H. Jr., 1982. Hummocky stratification significance of its variable bedding sequences. Geol. Soc. Amer., Bull., **93**(8), 663-679.

Einsele, G. and A. Seilacher (eds.), 1982. Cyclic and event stratification. Springer-Verlag, Berlin.

Eldredge, N. and S. J. Gould, 1972. Punctuated equilibria: an alternative to phyletic gradualism. In: Models in paleobiology, T. J. M. Schopf (ed.), Freeman Cooper, 82-115, San Francisco.

Emiliani, C. et al., 1981. Sudden death at the end of the Mesozoic. Earth Planet. Sci. Lett., **55**, 317-334.

Flügel, E., 1978. Mikrofazielle Unterzuchungsmethoden von Kalken. Translated by K. Christenson, 1982. Microfacies analysis of limestones. Springer-Verlag, Berlin.

Foster, J. H., 1977. The geomagnetic field and the Cretaceous-Tertiary extinctions. Syllogeus, **12**, 63-74.

Frakes, L. A., 1979. Climates throughout geologic time. Elsevier, Amsterdam.

Gould, 1984. The Ediacaran test. Natural History, **1984** 2, 14-23.

Gray, J. and A. J. Boucot (eds.), 1979. Historical biogeography, plate tectonics, and the changing environments proceedings of the 37th annal biology colloqium and selected papers. Oregon State Univ. Pr., Oregon.

Hallam, A., 1973. Provinciality, diversity and extinction of Mesozoic marine invertebrates in relation to plate movments. In: D. H. Tarling and S. K. Runcorn (eds.), Implications of continental drift to the earth sciences. Academic Press, New York., 287-294.

———(ed.), 1973. Atlas of palaeobiogeography. Elsevier, Amsterdam.

———(eds.), 1977. Patterns of evolution, as illustrated by the fossil record. Developments in paleontology and stratigraphy, **5**, 59-78. Elsevier. Amsterdam.

———, 1984. Relations between biostratigraphy, magneto-stratigraphy and event stratigraphy in the Jurassic and Cretaceous. Proceedings of the 27th International Geological Congress, **1**, 189-212.

Hamblin, A. P. and R. G. Walker, 1979. Storm-dominated shallow marine deposits:the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains, Can. J. Earth Sci., **16**, 1673-1689.

Harms, J. C. et al., 1982. Structures and sequences in clastic rocks. SEPM short course, **9**, Calgary.

Hays, J. D., 1971. Faunal extinction and reversal of the Earth's magnetic field. Geol. Soc. Amer., Bull., **82**, 2433-2447.

———, J. Imbrie and N. J. Schackleton, 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. Science, **194**, 1121-1132.

Herman, Y., 1982. Causes of massive biotic extinctions and explosive evolutionary diversification throughout Phanerozoic time. Geology, **1982** 9, 104-108.

Holland, H. D., and A. F. Tredall (eds.), 1984. Patterns of change in Earth evolution; report of the Dahlem workshop on patterns of change in Earth evolution. Berlin.

Hsu, K. J. et al., 1982. mass mortality and its environmental and evolutionary consequences. Science, **216**, 249—256.

———et al., 1985. Strangelove ocean before the Cambrian explotion. Nature.

Hughes, N. F., 1973. Organisms and continents through time. Spe. Papers Palaeontology, **12**.

Jenkyns, H. C., 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. J. Geol. Soc. London, **137**, 171—188.

Kreisa, R. D., 1981. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper Ordivacian of southwestern Verginia. Jour. Sed. Petrology, **51**, 823—846.

Lande, R., 1980. Microevolution in relation to macroevolution. Palaeobiology, **6**, 233—238.

Leckie, D. A., and R. G. Walker, 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar—Lower Gates intervaloutcrop equivalents of deep basin gas trap in Western Canada. Am. Assoc. pet. Geol., Bull., **66**, 138—157.

Mac Arthur, R. H. and E. O. Wilson, 1967. The theory of islend biogeography. Princeton University Press, Princeton.

McGhee, G. R., 1982. The Frasnian-Famennian extinction event. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., **190**, 491—495.

McLaren, D. J., 1982. Frasnian-Famennian extinction. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., **190**, 447—484.

———, 1985. Mass extinction and iridium anatomy in the Upper Devonian of Western Australia: a commentary. Geology, **13**, 170—172.

Montanari, A. et al., 1983. Spheroids at the Cretceous-Tertiary boundary are altered impact droplets of basaltic composition. Geology, **11**, 668—671.

Napier, W. M. et al., 1979. A theory of terrestrial catastrophism. Nature, **282**, 455—459.

Nelson, C. H., 1982. Modern shallowwater graded sand layers from strome surges, Berling shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidity systems. Jour. Sedim. Petrology, **52**, 537—545.

Newel, N. D., 1963. Crisis in the history of life. Scientific American, **208**, 76—92.

———, 1967. Revolution in the history of life. In: Uniformity and simplisity, GSA Special Paper, **89**.

———, 1973. The very last moment of the Palaeozoic Era. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., **2**.

Olson, E. C., 1982. Extinctions of Permian and Triassic nonmarine vertebrates. Geol. Soc. Amer., Special. Paper, **190**, 501—511.

Paduam, K. et al., 1984. The possible influences of sudden event on biological radiations and extinctions. In: Patterns of change in Earth evolution, (eds.) H. D. Holland and A. F. Trendell, 77—102.

Palme, H., 1982. Identification of projectiles of large terrestrial impact craters and some implications for the interpretation of Ir-rich Createous/Tertiary boundary layers, Geol. Soc. Amer., Spec. Pap, **190**, 223—233.

Palmer, A, R., 1984. The biomere problem: evolution of an idea. Jour. Pal., **58** (3), 599—611.

Pillmore, C. L. et al., 1984. Geologic framework of nonmarine Cretaceous/Tertiary boundary sites,

Raton Basin, New Mexico and Colorado. Science, **223**, 1180—1183.

Rampino, M. R., and Stothers, R. B., 1984. Geological rhythms and cometary impacts. Science, **226**, 1427—1431.

————et al., 1984. Terrestrial mass extinctions, cometary impacts and the Sun's motion perpendicular to the galactic plane. Nature, **308**, 709—711.

Raup, D. M., 1972. Taxonomic diversity during the Phanerozoic. Science, **177**.

————et al., 1982. Mass extinctions in the marine fossil record. Science, **215**, 1501—1503.

————and Sepkoski, J. J., 1984. Periodocities of extinctions in the geologic past. Proc. Natl. Acad. Sci. USA. **81**, 801—805.

Readin, H. G., 1978. Sedimentary environments and facies. Blackwall Scientific Publications. p., Oxford London.

Reineck, H. E. and I. B. Singph, 1972. Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm sand layers of shelf mud. Sedimentology, **18**, 123—128.

Rhodes, F. H. T., 1967. Permo-Triassic extinction. In : The fossil record, (eds.) W. B. Harland et al., 57—73.

Rice. D. D., 1982. Widespread, shallow-marine, storm-generated sandstone units in the Upper Cretceous Mosby Sandstone, central Montana. In : Ancient shelf sandstones, (eds.) C. T. Siemers and R. W. Tillman, A. Assoc. Pet. Geol., Spec. pub.

Ruderman, M. et al., 1974. Possible consequences of nearby supernovae explosions for atmospheric ozone and terrestrial life. Science, **184**, 1079—1084.

Russell, D. A., 1977. The biotic crisis at the end of the Cretaceous period. Syllogeus, **12**, 11—23.

————, 1979. The Cretaceous-Tertiary boundary problem. Episodes, **4**, 21—24.

Schindewolf, O. H., 1962. Neokatastrophisms? Deutsch Geol. Gesell. Zeitschr., **114**, 430—445.

Schopf, T. J. M., 1974. Permo-Triassic extinctions : relations to sea-floor spreading. Jour. Geol., 82, 129—143.

Sepkoski, J. J., 1981. A factor analytic description of the phanerozoic marine fossil record. Paleobiology, **7** (1), 36—53.

————, 1982. Mass extinctions in the Phanerozoic occeans : a review. GSA. Special Paper, **190**. 283—289.

————, 1982. A compendium of fossil marine families. Milwaukee Public Museum Contributions in Biology and Geology, **51**, 1—55.

————, 1982. Mass extinctions in the Phanerzoic oceans : A review. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., **190**. 283—289.

Sheng Jin-Zhang et al., 1984. Permian-Triassic boundary in middle and eastern Tethys. Journ. Fac, Sci., Hokkaido Univ., Ser. Ⅳ, **21** (1), 133—181.

Shiki, T., 1985. Geology of the northern Philippine Sea. Tokai Univ. Press, Tokyo.

Simberloff, D. S., 1974. Permo-Triassic extinctions:effects of area on biotic equilibrium. Jour. Geol., 82, 267—274.

Smit, J., 1982. Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major at the Cretaceous-Tertiary boundary. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. **190**, 329-352.

————, et al., 1981, Sanidine spherules at the Cretaceous-Tertiary boundary indicate a large impact event. Nature, **292**, 47—49.

————, and J. Hertogen, 1980. An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary.Nature. **285**, 198—200.

Stanley, S. M., 1976. Fossil data and the Precambrian-Cambrian evolutionary transition. Amer. Jour. Sci., **276**, 56—76.

———, 1979. Macroevolution—pattern and process. Freeman and Company, Sanfrancisco.

———, 1981. The new evolutionary timetables fossils, genes and the origin of species. Basic Books, New York.

Stitt, J. H., 1977. Late Cambrian and earliest Ordovician trilobites, Wichitta Mountain Area, Oklahoma. Okla. Geol. Surv., Bull. **124**, 1—79.

Sun Yi-yin et al., 1984. The discovery of iridium in the Permian-Triassic boundary clay in Changxing, Zhejiang, China and its significance. Development in geoscience, Academia Sinica, 225—234.

Thierstein, H. R. and W. H. Berger, 1978. Injection events in ocean history. Nature, 461—466.

Tucker, W. H., 1977. The effect of a nearby supernova explosion on the Cretaceous-Tertiary environment Syllogeus, **12**, 111—124.

Valentine, J. W., 1973. Phanerozoic taxonomic diversity. A test of alternate models. Science, **180**.

———, and E. M. Moore, 1973. Provinciality and diversity across the Permian-Triassic boundary. Canada Soc. Petrol. Geol. Mem., **2**, 759—766.

Van Valen, 1973. A new evolutionary law. Evol. Theory, **1**, 1—30.

———, 1984. Catastrophes, expectations and the evidence. Paleobiology, **10**(1), 121—137.

Walliser, O. H., 1984. Global events and evolution. Proceedings of the 27th International Geological Congress. **2**, 183—192.

Whitmire, D. P. et al., Are periodic mass extinctions driven by a distant solar companium? Nature, **308**, 713—715.

Wright, M. E. and R. G. Walker, 1981. Cardium Formation (U. Cretaceous) at Seebe, Alberta—storm transported sandstones and congromerates in shallowmarine depositional environments below fair-weather wave base. Can. J. Earth Sci., **18**, 795—809.

Xing Yusheng et al., 1984. The Sinian-Cambrian boundary of China and its related problems. Geol. Mag. **221**(3), 155—170.

Xu Dao-yi et al., 1985. Abundance variation of iridium and trace elements at the Perm/Triassic boundary at Shangsi in China. Nature, **314**, 154—156.

———et al., 1985. Three main mass extinctions—significant indicators of major natural divisions of geological history in the Phanerozoic. Modern Geology, **9**.

Журавлева, И. Т., 1976. Геологическая и биологическая эволюция на рубежа протерозоя и фанерозоя. Стратиграфия и седиментология Докембрий, 14—28.

Карогобин, Ю. Н., 1980. Седиментационная цикличность. М., Недра.

Красовский, В. И. и др., 1957. Возможные влияния вспышек сверхновых на эволюцию жизни на Земле. ДАН СССР, **116**., 197—199.

Кунин, Н. Я. и др., 1973. О цикличность и коррелируемости различных геологических и геофизических процессов в фанерозое. БМОИП сер. геол., 5. 144.

Логвиненко, Н. В., 1976. Периодические процессы в геологии. Л., Недра.

Пейве, А. В., 1962. Проблемы современной тектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., 7, 3—8.

Резанов, И. А., 1980. Великие катастрофы в истории Земли. Изд. Наука, М.

Синицын, В. М., 1967. Введение в палеоклиматологии. Л.

Фирсов, Л. В., 1977. Галактическая периодичность в развизии органического мира. Вс. кн. "Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза". 104—116.